# Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri.

Mit einer Profiltafel und vier Textfiguren.

---

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung
der Philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

**Johann Jakob Jenny**

aus Basel.

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1934

# Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri.

Mit einer Profiltafel und vier Textfiguren.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung
der Philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

**Johann Jakob Jenny**

aus Basel.

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1934

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der Philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. A. Buxtorf und Dr. M. Reinhard.

Basel, den 16. Mai 1933.

Prof. Dr. *M. Reinhard*,
Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus den
Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel.
Band XLV.

# Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546709_0139

# Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri.

Mit einer Profiltafel (III) und vier Textfiguren.

Von

**Johann Jakob Jenny**, Basel.

## Inhaltsverzeichnis.

Seite

*Einleitung* . . . . . 110

*Geologische Übersicht* . . . . . 111

A. *Stratigraphie* . . . . . 111

a) Kristalliner Kern des Aarmassives . . . . . 112

b) Die Sedimentserie des autochthonen Sedimentmantels und der Hoh Faulen-Decke . . . . . 112

I. Die Trias . . . . . 112

II. Der Dogger . . . . . 113

III. Der Malm . . . . . 117

IV. Die Untere Kreide . . . . . 119

V. Das Tertiär . . . . . 122

A) Siderolithische Bildungen . . . . . 123

B) Marines Eocän . . . . . 125

a) Autochthon (mit Belmetenschuppe) . . . . . 125

1) Basalkonglomerate . . . . . 125

2) Die Eocänserie . . . . . 127

aa) Die normale Ausbildung . . . . . 127

Auversien . . . . . 127

Priabonien . . . . . 129

bb) Abweichende Ausbildungen . . . . . 129

1. Nordfuss des Schwarzgrates . . . . . 129

2. Belmetenschuppe . . . . . 130

3. Gebiet der Windgällen . . . . . 131

b) Hoh Faulen-Decke . . . . . 132

Lutétien . . . . . 132

Auversien . . . . . 133

Priabonien . . . . . 133

C) Sandstein- und Dachschiefergruppe (Flyschgruppe) . . . . 134

1. Taveyannaz-Sandstein . . . . . 134

a) Die Taveyannaz-Gesteine im Hangenden der Hoh Faulen-Decke . . . . . 134

b) Die Taveyannaz-Gesteine im Liegenden der Hoh Faulen-Decke . . . . . 136

2. Altdorfer-Sandstein . . . . . 137

D) Wildflysch . . . . . 138

VI. Das Quartär . . . . . 138
A) Moränen . . . . . 138
1. Moräne des Reussgletschers . . . . . 138
2. Moränen des Schächengletschers und Lokalmoränen . . 139
Terrassen . . . . . 139
Moränen der Schattdorfer Berge . . . . . 140
B) Bergstürze und Sackungen . . . . . 141
1. Der Bergsturz von Schattdorf . . . . . 141
2. Die Sackung von Spiringen . . . . . 146
3. Felsstürze im Malm des Evitales . . . . . 146
4. Felsstürze und Setzungen des W-Hanges der Kleinen Windgälle . . . . . 147
*B. Tektonik* . . . . . 148
1. Aarmassiv . . . . . 148
a) Scheidnössli–Haldeneck . . . . . 148
b) Haldeneck–Rückenegg . . . . . 150
2. Sedimentmantel des Aarmassives mit Belmetenschuppe und Windgällenfalte . . . . . 150
3. Hoh Faulen-Decke . . . . . 153
Die Malmlamelle des Plattigrates . . . . . 156
*Zusammenfassung* . . . . . 158
A) Stratigraphie . . . . . 158
B) Tektonik . . . . . 160
*Literaturverzeichnis* . . . . . 160
Im Text zitierte Literatur . . . . . 160
Weitere einschlägige Literatur . . . . . 161
Karten . . . . . 162

## Einleitung.

Die vorliegende Arbeit beruht auf der geologischen Detailaufnahme eines Teiles von Siegfriedblatt Altdorf, 1:50000, Nr. 403 des topographischen Atlasses der Schweiz. Von diesem Gebiet besitzen wir — abgesehen vom geologischen Dufourblatt Nr. XIV, 1:100000 — schon die von Walther Staub aufgenommene „Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal" 1:50000, erschienen als Spezialkarte Nr. 62 der Publikationen der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. In den letzten Jahren ist die Geologische Kommission dazu übergegangen, ihre Karten strikte dem Rahmen der eidgenössischen topographischen Blätter anzupassen und für diesen „Geologischen Atlas der Schweiz" einheitlich den Masstab 1:25000 anzuwenden.

Im Hinblick auf diesen Publikationsplan erschien es als lohnende Aufgabe, das geologisch so viel Interessantes bietende Kartengebiet Altdorf, das an der Gotthardbahn gelegen, überdies besonders leicht erreichbar ist, einer Detailaufnahme im Masstabe 1:25000, auf photographisch vergrösserter Siegfriedkarte, zu unterwerfen. In Anbetracht der starken orographi-

schen Gliederung und der grossen Ausdehnung des Gebietes beschränkte sich unsere Aufnahme auf die Westhälfte des Kartenblattes. Die Neukartierung umfasst diese allerdings nicht in vollem Umfange, sondern reicht nach S[1]) nur bis an den Nordfuss der beiden Wingällen (Linie Firrenband–Rückenegg), Nicht berücksichtigt blieb auch das die SW-Ecke einnehmende kristalline Grundgebirge von Erstfeld–Silenen. Die Bearbeitung der Osthälfte des Blattes, soweit es sich um die N der Windgällenkette gelegenen Teile handelt, ist gleichzeitig von meinem Studienkameraden Werner Brückner unternommen worden. Unsere Aufnahmegebiete berühren sich auf der Linie Spiringen–Spitzen–Blinzi–Sittliser–Leitersplangg–Firrenband.

Ausser der Spezialkarte von W. Staub sei noch die geologische Karte der Schlossberg-Spannortgruppe von P. van der Ploeg erwähnt, die ich im sedimentären Abschnitt zwischen Attinghausen im N und Scheidweg im S revidierte.

Die Untersuchung, die mich während dreier Sommer im Felde beschäftigte, unternahm ich auf Anregung meines Lehrers, Herrn Prof. A. Buxtorf, dem ich an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank für seine mannigfachen Anregungen auf gemeinsamen Exkursionen und seine Mithilfe bei der Verarbeitung der Resultate ausspreche.

## Geologische Übersicht.

Am Aufbau des Gebietes sind, wie durch W. Staub und seine Vorgänger längst erkannt worden ist, beteiligt:

1. Das kristalline Grundgebirge des Aarmassives, Abschnitt Silenen–Erstfeld.
2. Der zu diesem gehörende autochthone Sedimentmantel einschliesslich Belmetenschuppe und Windgällenfalte, bestehend aus der Serie Trias-Jura-Alttertiär.
3. Die Hoh Faulen-Decke, die als parautochthone Malm-Eocänserie der Belmetenschuppe und dem Autochthonen aufruht.

### A. Stratigraphie.

Es sei vorausgeschickt, dass wir bereits im stratigraphischen Teil auf die tektonischen Profile I—VI von Fig. 1 der beigegebenen Tafel verweisen.

[1]) S = Süden, südlich; N = Norden, nördlich; etc.

*a) Kristalliner Kern des Armassives.*

In Bezug auf das Kristallin (Erstfeldergneiss) sei auf die Beschreibungen von W. Staub (16)[1]), K. Lotze (10), Albert und Arnold Heim (7) hingewiesen. Hier genügen folgende Bemerkungen:

Der in der Regel steil SE fallende, Fältelung aufweisende Erstfeldergneiss, ein Orthobiotitgneiss, zeigt in der Nähe der ihn diskordant überlagernden Sedimente eine 4—5 m dicke Verwitterungszone, die reichlich dolomitisch infiltriert ist und die auch einzelne unregelmässige Dolomiteinschlüsse — durch Infiltration entstanden — aufweist. Diese Verwitterung ist prätriadisch, also wohl permisch entstanden und verrät die alte permische Abtragungsfläche. Von Interesse ist, dass die Rinde verwitterten Gesteins mit den dolomitischen Einschlüssen nach S zu über das Verbreitungsgebiet der Trias (Rötidolomit) hinaus bis an den Westfuss der Kleinen Windgälle verfolgt werden kann.

*b) Die Sedimentserie des autochthonen Sedimentmantels und der Hoh Faulen-Decke.*

Über die Sedimentfolge im Autochthonen liegen hauptsächlich die Untersuchungen von A. Tobler, W. Staub, Alb. und Arn. Heim vor, sowie P. van der Ploeg's, sodass wenige Bemerkungen genügen. Wir verweisen auf Fig. 1 (S. 114), die über Zusammenhang und Mächtigkeit der Folge Trias-Dogger-Unterer Malm orientiert, wie sie auf der rechten Talseite zwischen Erstfeld und Kleiner Windgälle erkannt werden kann.

I. Die Trias.

1. Der **Arkosesandstein,** ca. 1 m mächtig, bildet die Basis der Trias und ist sowohl am Haldeneck[2]) (vgl. auch 7, S. 436ff.) als auch auf der westlichen Talseite vorhanden (12, S. 14). Er kann als Äquivalent der unteren Trias gedeutet werden. Schon am Haldeneck keilt er lokal aus und ist von da an südwärts ansteigend — an der Basis des Schwarzgrates und weiter südwärts — nicht mehr nachweisbar.

[1]) Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schluss der Arbeit (S. 160 u. ff.).

[2]) Die klassische Lokalität heisst Haldeneck und befindet sich N Platteli an der Strasse Erstfeld-Altdorf. Das Scheidnössli folgt erst weiter N. (s. Taf. Fig. 1, P. I.)

2. Die den Sandstein überlagernden **Übergangsschichten zum Rötidolomit,** bestehend aus Sandsteinen, Tonschiefern und Dolomitbänken, sind nur am Haldeneck in der von früheren Autoren angegebenen Mächtigkeit von 4,7 m entwickelt. Weiter südwärts reduzieren sie sich auf eine 20 cm mächtige Tonschieferlage, die einige Dezimeter über der Basis des Rötidolomites liegt.

3. **Rötidolomit.** Auch dieser zeigt seine volle Mächtigkeit von 17 m nur bei Haldeneck; südwärts nimmt er ab, bei Rone zeigt er 4 m, lässt sich aber, im Gegensatz zur Angabe von W. Staub, noch bis gegen das Evital zu verfolgen, wo er oberhalb der Strengmatt auskeilt (s. Taf., Fig. 1, P. III).

4. **Quartenschiefer.** Während beim Haldeneck auf den Rötidolomit sofort Dogger folgt, ist auf der linken Reusstalseite — wie P. van der Ploeg festgestellt hat — noch obere Trias vorhanden, und zwar als Sandsteine und sandige Schiefer, die wohl als Äquivalent der Quartenschiefer aufzufassen sind. Näheres siehe P. van der Ploeg (12, S. 17).

**Bemerkungen über die Verbreitung und Mächtigkeit der Trias.** Aus den wenigen Bemerkungen geht die wechselnde Verbreitung und Mächtigkeit der Triassedimente hervor, die nicht so leicht erklärt werden können. W. Staub neigt zur Ansicht, das Auskeilen des Rötidolomites sei ein primäres; allein ein strikter Beweis hiefür ist kaum zu erbringen. Die Möglichkeit, dass der Dolomit und auch die Quartenschiefer ursprünglich allgemein vorhanden waren, aber vor Ablagerung des Unteren Dogger wieder abgetragen worden sind, darf jedenfalls nicht ohne weiteres von der Hand gewiesen werden.

## II. Der Dogger.

Da der Lias im Untersuchungsgebiet fehlt, liegt auf dem Rötidolomit, bzw. den Quartenschiefern (Bockitobel), unmittelbar der Dogger, der am Haldeneck in einer Gesamtmächtigkeit von 40—50 m auftritt und im S, am Rübeboden, etwas schwächer wird. Dieses Dünnerwerden (vgl. Fig. 1, S. 114) ist hauptsächlich auf das allmähliche Verschwinden der untersten Stufe, des

**Aalénien** zurückzuführen, was W. Staub mit dem Festlandsrücken der Windgällen, der zu jener Zeit als Insel im jurassischen Meer gelegen haben soll, in Zusammenhang bringt. Ich möchte jedoch diese Frage noch offen lassen, oder eher der Auffassung A. Tobler's (22, S. 85) beistimmen, die Opa-

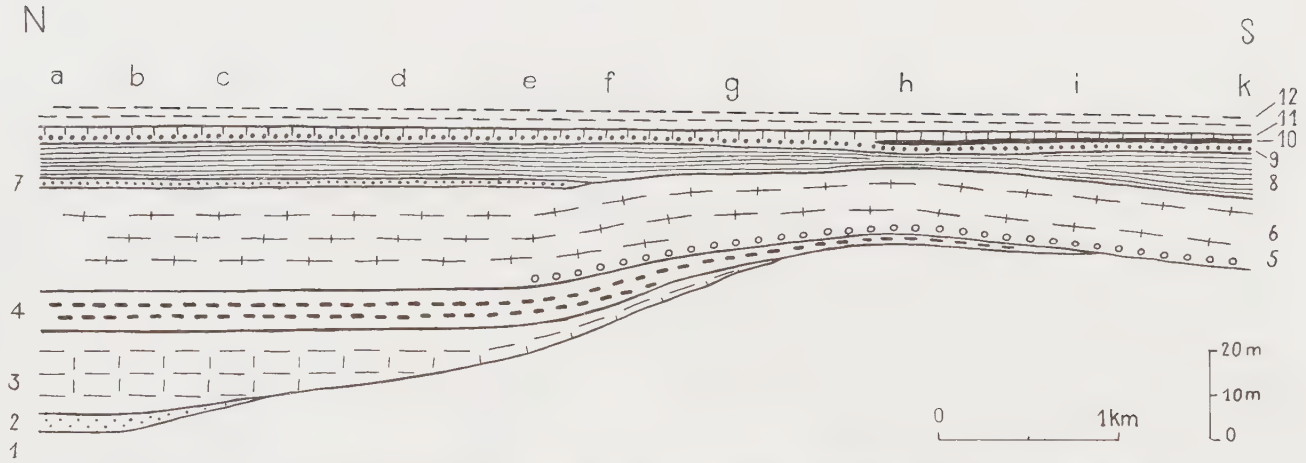



Fig. 1. *Stratigraphisches Profil der Trias-Malm-Serie im Reusstal zwischen Scheidnössli und Rübeboden.*

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 Gneiss | 4 Opalinusschiefer, Aalénien | 7 Bifurcatenoolith } Bath. | 10 Oxfordien |
| 2 Arkose | 5 Makro-Oolithenschicht } Baj. | 8 Obere Schiefer } Bath. | 11 Schiltkalk } Arg. |
| 3 Rötidolomit | 6 Echinodermenbreccie } Baj. | 9 Callovien-Eisenoolith | 12 Schiltschiefer } Arg. |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| a Scheidnössli | c Schwarzgrat | e Brusttal | g Rinderstock | i Seltenbach |
| b Haldeneck | d Belmeten | f Plattental | h Evital | k Rübeboden |

linusschiefer — denn um diese handelt es sich hier — könnten tektonisch reduziert sein; ich fand nämlich im Seltenbach unter dem Riedersegg noch solche. Sie keilen jedenfalls nicht schon im Evitál aus.

Die Opalinusschiefer sind schwarze glimmerige Tonschiefer, leicht kenntlich an den grossen, bis 10 cm langen Toneisensteinknollen, die nach W. Staub einen Phosphoritkern umschliessen. Kleine Nester von ockerigen Fossilrückständen treten häufig auf.

Den darüber folgenden Schichtkomplex von spätigen Kalken bezeichnen wir aus Gründen der Einfachheit samt und sonders als

**Bajocien,** obwohl — wie schon A. Tobler angibt (22, S. 88) — die unterste Abteilung, die Untere Echinodermenbreccie den Murchisonae-Schichten, also dem oberen Aalénien angehören dürfte.

Die Bajocienserie tritt in den Wäldern ob Erstfeld deutlich hervor, Köpfe und Abstürze von 20—30 m Höhe bildend. Sie lässt sich, nur wenig an Mächtigkeit einbüssend, südwärts bis an den Rand des Untersuchungsgebietes (Rückenegg) verfolgen. Innerhalb des Ganzen ist eine mittlere Schicht, 8—12 m dick, leicht kenntlich an den massenhaften, unregelmässig verzahnten, bis 1 m langen Kieselknauern, die sich deutlich von einem mehr braun anwitternden, im Bruche dunklen Nebengestein abheben. Die Kieselknauerschicht trennt ganz natürlich die untere gröbere Echinodermenbreccie (4—6 m) von einer oberen, dem sog. Korallenhorizont (5—10 m).

Die untere Breccie besitzt vom Brusttal an südwärts eine Besonderheit. Es tritt nämlich 30 cm über der Basis eine 20 cm dicke, stellenweise von Tonhäuten durchzogene, konkretionär erscheinende Kalkbank auf, die Makro-Oolithenschicht von W. Staub (vgl. 5 in Fig. 1, S. 114). Sie führt allerlei Zweischaler, meist schlecht erhalten, auch Gastropoden. So fand ich im Brusttal eine Trochusart. Daneben enthält die Schicht die bis 1 cm im Durchschnitt messenden Makro-Oolithen, deren konzentrische Schalen sich meist um einen Fremdkörper, sei es um einen Schalenrest oder auch nur um einige Quarzkörner aufbauen.

Bei Landiberg ob Silenen, wo die Untere Echinodermenbreccie auffallend hell und beinahe malmähnlich entwickelt ist, liefert die hier ½ m mächtige Makro-Oolithenbank eine Menge Muschelabdrücke, die bis 10 cm Länge messen

mögen. Ob — wie K. Rohr annimmt — die Makro-Oolithenbank den Basiskonkretionen des Gadmentales entspricht, möchte ich offen lassen. In jedem Fall aber sei betont, dass am Rübeboden der Makro-Oolith nicht direkt an der Basis der Echinodermenbreccie liegt — wie K. Rohr angibt — sondern etwa 50 cm darüber (14, S. 15).

Das mittlere Niveau, die Kieselknauerschicht lässt sich streng genommen in zwei Abteilungen teilen: eine untere (4—7 m), wo die Knauern in Masse auftreten und in einem homogenen, dichten, fossilfreien Kalk stecken, und in eine obere Bank (4—5 m), wo die Kieselkonkretionen weniger häufig sind und in einem Versteinerungen bergenden Kalk liegen; denn hier treten neben Echinodermenfragmenten auch Zweischaler, Gastropoden und Korallen auf. Die Kieselknollen hören schliesslich ganz auf, und es entsteht als oberstes Niveau des Bajocien ein 5—7 m mächtiger feiner Echinodermenkalk, der Korallenhorizont A. Tobler's, auf dessen Oberfläche Korallen und Pentacrinitensternchen gelbrot herauswittern. Aus dieser Lage dürfte eine im Schutt des Weihertales gefundene grosse ovale *Pholadomya* stammen.

Das **Bathonien** lässt sich in Bifurcatenoolith und in Obere Schiefer gliedern. Der Oolith, etwa 2 m mächtig, ist als schiefrig ausgewalzte, etwas tonige Kalkbänke entwickelt, in denen zerstreut Oolithkörner liegen. Im Brusttal sind die Körner nur noch spärlich vorhanden, und weiter im S ist keine Oolithbildung mehr nachweisbar; hier ist das Bathonien nur noch durch die dunkeln Oberen Schiefer vertreten. Diese Oberen Schiefer wechseln mit härteren kalkigen Bänken ab; der ganze Komplex von 5 bis stellenweise 10 m ist durchgehend vorhanden (vgl. Fig. 1, S. 114).

Das letzte Glied des Dogger, der bekannte **Callovien-Eisenoolith** ist bei weitem der beständigste Horizont und in einer Dicke von 2—3 m stets ausgebildet. N vom Evital — wo das Oxford fehlt — ist er mit dem daraufliegenden Schiltkalk untrennbar verwachsen und verschweisst, so dass man oft in Verlegenheit ist, soll man einen beliebig herausgeschlagenen Block noch als Callovien oder bereits als Malm bezeichnen. Der Eisenoolith enthält massenhaft Ammoniten, besonders *Perisphincten:* leider sind sie meist nur sehr schwierig herauszubekommen und kaum bestimmbar.

## III. Der Malm.

### Oxfordien.

Im Evital, da, wo der Abfluss des Seewlisees über einen letzten Absturz nach Gerigsboden hinabschäumt, stellt sich im Hangenden des Eisenooliths eine 50 cm mächtige, dunkelgraue, rostig anwitternde Lage von glimmerreichen schiefrigen Kalken ein, die — vom Schiltkalk überlagert — nur dem Oxfordien entsprechen kann. Diese Zwischenlage fehlt weiter nördlich, lässt sich aber nach S ununterbrochen bis zum Rübeboden verfolgen, wo U. Stutz die später von A. Tobler als Oxfordien erkannte kleine Fauna gesammelt hat (22, S. 66).

### **Argovien** (Schiltschichten).

Als Hangendes des Oxfordien finden wir zwischen Evital und Rübeboden nach scharfer Grenze das Untere Argovien oder Schiltkalk( Birmensdorferschichten), 2 m mächtig und als graue gelbfleckig angewitterte Kalke entwickelt. N vom Evital — wo Oxford fehlt — ist der Schiltkalk höchstens 1 m mächtig und mit dem Callovien-Eisenoolith fest verzahnt; er füllt gleichsam die Unebenheiten der Doggeroberfläche aus. Diese enge Verzahnung im N könnte auf einen Sedimentationsunterbruch während des Oxford hindeuten, falls nicht das Oxford ehemals auch hier vorhanden, aber noch vor der Ablagerung des Argovien wieder zerstört worden war. Aus dem Schiltkalk gehen die bis gegen 50 m mächtigen Schiltschiefer hervor (Oberes Argovien = Effingerschichten); sie lassen sich im Speckital ob Erstfeld in zwei Teile gliedern: unten etwa 10 m mächtige, gelb anwitternde und auch auf den Schichtfugen gelbe Malmschiefer, Belemniten führend. Sie leiten nach oben über in schiefrige Kalke, die im Bruch schon die blauschwarze Farbe des Quintnerkalkes zeigen, in den sie unmerklich überleiten.

### **Séquanien-Berriasien** (Hochgebirgskalk u. Öhrlikalk).

Über den Schiltschichten türmen sich gewaltige Massen von Malmkalken auf, die wir für die drei tektonischen Einheiten unseres Gebietes gesondert zu betrachten haben, und zwar unter Einschluss der nicht immer abtrennbaren untersten Kreide, des Öhrlikalks (Berriasien).

### 1. Hochgebirgskalk des Autochthonen. (Taf., P. I—III)

Die eigentliche autochthone Sedimentdecke des Aarmassives besteht in der Gegend von Erstfeld ausschliesslich aus dem sog. Quintnerkalk (schätzungsweise 450—500 m); d. h. aus dem bekannten hellgrau anwitternden, innen blauschwarzen, muschelig splitternden, fossilarmen Kalk, der allgemein zum Séquanien-Kimmeridgien gestellt wird. Er ist meist gleichmässig dunkel, selten marmorisiert, zuweilen tektonisch geschiefert. Ob noch höhere Stufen vorhanden sind, sei offen gelassen; den von W. Staub im Autochthonen im oberen Teil des Quintnerkalkes erwähnten Korallenkalk konnte ich nicht wieder finden.

### 2. Belmetenschuppe. (Taf., P. II u. III)

Diese sich am Rübeboden abspaltende, fast ausschliesslich aus Malm bestehende Schuppe zeigt am Belmeten selbst, d. h. in der Stirnregion der überschobenen Platte, die schon von W. Staub erkannte Gliederung der obersten Partie des Hochgebirgskalkes. Über Korallenkalk folgen ca. 20 m kalkig-mergelige Zementsteinschichten (Portlandien), überlagert von Öhrlikalk (Berriasien). Diese Gliederung ist aber nur in der Belmeten-Südwand klar erkennbar, wo — wenig unter dem Gipfel — die Zementsteinschichten eine Einkerbung bedingen. Die Gipfelpartie besteht aus ca. 40 m mächtigem Berriaskalk. Auf der Belmeten-Nordseite hingegen ist diese Gliederung in dem dortigen Karrenfeld nicht mehr nachweisbar.

### 3. Hoh Faulen-Decke. (Taf., P. III—VI)

In ihr erreichen die Bildungen des Malm samt Öhrlikalk eine Mächtigkeit von höchstens 150—200 m (Rinderstock), an der Plattistiege (zwischen Hoh Faulen und Burg) jedoch nur noch eine solche von 70 m. Lokale Anschwellungen mögen hier eine Rolle spielen, ähnlich denen, die W. A. Keller für den Öhrlikalk im Biferten-Selbsanftgebiet beobachtet hat (9, S. 3).

Die Hauptmasse des Hoh Faulen-Malm wird von hellen, meist marmorisierten Kalken gebildet (Unteres Tithon). An der Plattistiege misst dieser Teil 40—50 m, weiter südlich, zwischen Hoh Faulen und Rinderstock wohl 70—80 m. *Korallen* konnten leider keine gefunden werden. Das Liegende dieses Kalkes, den Quintnerkalk, fand ich nur lokal und zwar etwas südlich der Plattistiege. Das Hangende — Zement-

steinschichten und Öhrlikalk — ist im nördlichen Teil der Hoh Faulen-Decke klar gegliedert.

Die Zementsteinschichten — ca. 10 m — zeigen dünnschichtige, leichter verwitternde Kalke, die als Gesimse ausgeprägt sind.

Der darüberliegende Öhrlikalk ist dagegen klotzig, dickbankig und, weil meist marmorisiert, von heller Farbe. Diese Gliederung zeigt sich — wie schon W. Staub erwähnt — sehr schön am SW-Hang der Burg gegen die Plattistiege hin; sie findet sich aber auch in dem von Brüchen zerlegten Karrenfeld zwischen Burg und Sittliser, ferner in der Schlosstiefe; weiter S war sie nicht mehr durchführbar. Am „Stich" zwischen Hoh Faulen und Rinderstock treten zwar wieder schiefrige, plattige Kalke auf, doch lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob sie dem Tithon entsprechen, oder nicht schon Öhrlikalk in mehr schiefriger Facies sind. Die Mächtigkeit des Öhrlikalkes beträgt 20 m, lokal mehr (Rinderstock).

## IV. Die Untere Kreide.

Wenn man vom Öhrlikalk absieht, den wir bereits unter dem Abschnitt Malm kurz besprochen haben, so ist die Kreide nur durch wenige reliktartige Vorkommen in der Hoh Faulen-Decke vertreten, und zwar meistens an Punkten, wo sich starke tektonische Störungen bemerkbar machen. Die Zuweisung der verschiedenen Niveaux der Unter-Kreide stützt sich lediglich auf lithologische Merkmale. Fossilien fehlen; als Jüngstes ist Hauterivien-Echinodermenbreccie erhalten. An folgenden Stellen ist die Kreide nachweisbar:

1. Das schönste Kreidevorkommen war bereits W. Staub bekannt. Es liegt etwa 100 m östlich vom oberen Ende des Felsensteiges über die Plattistiege auf dem nördlichen gehobenen Flügel des Plattistiege-Bruches direkt N des Wegleins, das Altstafel mit Sittlisalp verbindet. Es handelt sich um eine ca. 15 m hohe grasige Böschung, aus der einzelne Felsköpfe hervorstechen, die sich als zur Kreide gehörig erweisen (s. Fig. 2, S. 120). Die Halde wird seitlich und oben von Öhrlikalk eingefasst, während ihr Fuss von Schutt bedeckt ist. W. Staub stellt das Vorkommen ganz ins Valanginien; doch kann man hier in normaler Folge Valanginien und Hauterivien erkennen, als total nur ca. 15 m mächtige nordwärts in den Berg einstechende Serie. Die genaue Mächtigkeit der

einzelnen Schichten können wir nicht angeben, da die Serie nur lückenhaft in einzelnen Felsköpfen aufgeschlossen ist. Immerhin ist Folgendes erkennbar:

Zu unterst tritt eine Zone etwas mergeliger Kalke auf, ähnlich anwitternd wie Öhrlikalk, aber von Tonhäuten durchzogen. Es fand sich auch ein Stück, wo eckige Brocken eines dunkeln Kalkes (Öhrlikalk ?) in den Mergelschiefern eingebettet waren. Möglicherweise wäre dies der Beweis für eine transgressive Bildung. Diese etwas mergeligen Kalke können ins

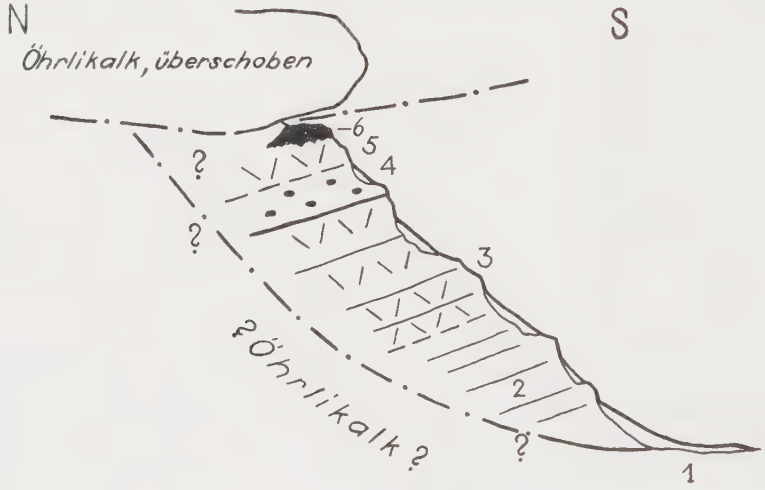



Fig. 2. *Profil des Kreidevorkommens oberhalb der Plattistiege, ca. 1: 200.*

| | | |
|---|---|---|
| 6 | Siderolithische Breccie = Eocän. | |
| 5 | Echinodermenbreccie | Hauterivien |
| 4 | Kieselkalk | Hauterivien |
| 3 | Echinodermenkalke | Valanginien |
| 2 | Mergelige Kalke | Valanginien |
| 1 | Öhrlikalk | |

Untere Valanginien gestellt werden, allerdings nur aus Analogie zu anderen Gebieten, da *Exogyren* fehlen. Im autochthonen Faciesgebiet, sowie in den parautochthonen Decken sind zwar Valanginien-Mergel nicht vorhanden, und ihr vereinzeltes Auftreten hier an der Plattistiege muss entschieden verwundern, besonders da die übrigen nachher zu besprechenden Kreidestellen in der Hoh Faulen-Decke keine mergeligen Kalke führen. Wahrscheinlich ist das Vorkommen rein lokaler Natur und dem von R. Tolwinski bei Mapragg im Taminatal gefundenen gleichzusetzen (23, S. 16).

Wenige Meter darüber folgen blaue spätige, gelb und rauh anwitternde Echinodermenkalke, die dem Valanginien zuzuzählen sind. Nach oben werden im Valanginienkalk die Echinodermenreste seltener, hingegen treten verkieselte Schalenreste auf.

Das Hangende — die Grenze ist nicht aufgeschlossen — wird von einem ziemlich feinkörnigen, etwas flaserigen kieseligen Kalk gebildet, auf dessen bräunlich angewitterter Oberfläche kleine schwammige Kieselanreicherungen herausragen. Das Gestein erinnert sofort an den Kieselkalk des Hauterivien, dem wir es deshalb auch gleichsetzen. — Ganz oben am Hang über dem Kieselkalk, stechen noch einige Köpfe von Echinodermenbreccie heraus, die dem obern Hauterivien entsprechen würden. Die Breccie gleicht der des Valanginien, ist aber noch etwas gröber.

Den Abschluss nach oben bildet siderolithische Breccie des Eocän (siehe unten). Dann folgt Öhrlikalk, überschoben.

Die Deutung dieses sonderbaren Kreidevorkommens ist sehr schwierig; die gesamte, etwa 30—40 m lange und 10—15 m hohe Schichtfolge sticht jedenfalls nicht tief in den Berg hinein, denn im W wie E tritt im Streichen der Kreideserie Öhrlikalk zu Tage. Die versenkte Lage und der gleichzeitig reliktartige Charakter des ganzen Vorkommens lassen vermuten, dass die Versenkung des Schichtpakets schon voreocän längs Brüchen erfolgte, wenn man nicht ein Einsinken in einen im Öhrlikalk entstandenen Hohlraum annehmen will. (Analogie zu den vielumstrittenen Hauterivientaschen am Bielersee [6]). Jedenfalls muss die Kreide schon im Eocän durch tiefere Lage vor Abtragung bewahrt gewesen sein, denn in unmittelbarer Nähe ruht allenthalben eocäner Quarzit direkt auf Öhrlikalk. Alte, voreocäne Brüche sind aber nicht scharf nachweisbar, vermutlich hat die spätere Alpenauffaltung sie verwischt. Dagegen sind dann junge alpine Brüche dazugetreten, wie der deutliche Plattistiege-Bruch. Es könnte sich dann bei dem dem Kreidepaket aufruhenden Öhrlikalk um eine der Kalklinsen handeln, wie wir sie später im Abschnitt Tektonik noch näher beschreiben werden (vergl. S. 157).

2. Verfolgt man das S der Plattistiege-Kreide einsetzende Band von Nummulitenschichten nach SE, so gelangt man sehr bald in ein abflussloses Hochtälchen, das seine Entstehung dem nächstsüdlichen Parallelbruch zur Plattistiege-Verwerfung verdankt. Wenig S ob dem Tälchen konnte ich zwei weitere Kreidevorkommen auffinden; das östliche liegt

etwa 400 m ESE der Plattistiege-Kreide und besteht aus Valanginien-Echinodermenkalk, der als gewölbte Schale auf einer Malm-Berrias-Antiklinale sitzt. Das westliche Ende dieses nur wenige Meter breiten und hohen, in der Landschaft gelb hervortretenden Kreidefleckens ist mit dem Öhrlikalk verzahnt. — Da die Kreide keinerlei Versenkung zeigt, dürfte es sich einfach um ein Erosionsrelikt handeln.

Das andere Vorkommen liegt ca. 120 m direkt S der Plattistiege-Kreide, also N Punkt 2212 und besteht bloss aus einigen hervorstechenden Felsköpfen von Echinodermenbreccie (Valanginien) und Hauterivien-Kieselkalk. In ihrer Nähe befinden sich mehrere kleine Brüche in den Zementsteinschichten. Die tektonische Situation ist nicht eindeutig festzustellen.

3. An der SW-Ecke des Hoh Faulen, etwa beim c von „Stich", erscheint die Kreide noch einmal ganz lokal und wieder unter besonderen Verhältnissen. Sie sitzt nämlich hier im innersten Kern einer nach N offenen liegenden Mulde von Berriaskalk, deren Ausfüllung von Eocän gebildet wird. Die Kreide enthält Echinodermenbreccie des Valanginien und Gestein des Unteren Kieselkalkes. Dass dieses Kreidevorkommen ausgerechnet in einem schützenden Muldenkern steckt, spricht dafür, dass die Kreide in einer leichten, schon präeocänen Einsenkung lag, die dann später zur Mulde gefaltet worden ist. Näheres s. Tektonik, ferner Taf., Fig. 2, P. II.

So geringfügig die beschriebenen Kreidevorkommen sich darbieten, so sind sie doch Beweis eines ehemaligen allgemeinen Vorhandenseins mindestens der untersten Kreide im Gebiet der Hoh Faulen-Decke. Die Relikte lassen erkennen, dass die Untere Kreide nur ganz geringe Mächtigkeit der einzelnen Stufen zeigt, was mit den allgemeinen Erfahrungen übereinstimmt. Die Abtragung der Kreide muss in oberkretazischer bis alteocäner Zeit erfolgt sein, und nur wo lokale Verhältnisse (vermutlich voreocäne Brüche oder lokale Einsenkungen) die Kreide vor vollständiger Entfernung schützten, blieben kleine Relikte erhalten.

## V. Das Tertiär.

Zur Erläuterung der stratigraphischen Verhältnisse im Tertiär dient Fig. 3, S. 126.

Das Tertiär ist vertreten:

A) durch nicht genauer datierbare, jedenfalls alt- bis mitteleocäne, auf festem Lande entstandene siderolithische Bildungen;

B) durch transgredierendes marines Eocän, das nach oben bis ins Unter-Oligocän reichen dürfte.

### A) Siderolithische Bildungen.

P. Arbenz unterscheidet in seiner Schrift „Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen" (1) drei Arten von siderolithischen Gesteinen:

1. Eisenschüssige Siderolithsandsteine;
2. Gewöhnliche Siderolithsandsteine;
3. Tongesteine.

Alle drei Bildungen glaube ich im Untersuchungsgebiet nachgewiesen zu haben, und zwar an folgenden Stellen:

1. Im Autochthonen fand ich auf ca. 1560 m oberhalb der Alp Schild am Weglein zum Schwarzgrat ein kleines Nest von schmutzig-graugrünem siderolithischem Sandstein mit schwarzen ovalen, plattgedrückten Pisolithen.

Eine andere Stelle befindet sich weiter oben, unter dem Gipfel des Schwarzgrates, und führt einen schweren, offenbar eisenreichen, grünen, dunkelrot gefleckten Sandstein, der als dünne Kruste den Malm überzieht. Im Schliff fällt die intensiv grasgrüne Grundmasse zwischen den zahlreichen Quarzkörnern auf.

Von der Westseite des Belmeten ist das schon von W. Staub entdeckte Vorkommen zu nennen, das (s. Tektonik), zwischen zwei Schubpaketen von autochthonem Malm liegt. Es befindet sich genau W vom Belmetengipfel auf 1830 m inmitten von Legföhren. (Taf., Fig. 1, P. II). Die Stelle verrät sich dadurch, dass das Eocän, das wieder als Kruste den Malm bedeckt, gelblich anwittert und sich daher gut vom umgebenden bläulichen Quintnerkalk abhebt. Die gelbe Tönung rührt von brecciösen Gesteinen her, deren Grundmasse, ein Sandstein, die eckigen Malmstücke verkittet; aber auch schwarze Tonschiefer bergen einzelne Kalkbrocken in sich. Hier finden sich auch echte eisenschüssige, aussen bunte, innen schwarze Siderolithsandsteine.

Ein ähnlicher eisenschüssiger Sandstein wurde als Kruste auf Malm auch oberhalb Attinghausen unweit P. 1156 (Tableten) gefunden.

Im Schutt der Windgällen-Nordwand S des Seewlisees finden sich endlich noch Blöcke brecciöser Gesteine, deren graubraun sandiger, aussen gelber Zement eckige Brocken verschiedenartiger marmorisierter Kalke enthält. Das Gestein muss in der NW-Wand der Grossen Windgälle anstehen und dürfte dort die Basis des Eocän bilden. Ob es sich wirklich um siderolithische Breccien handelt, oder um Basalbreccien des transgredierenden Eocän, muss ich offen lassen; eine Untersuchung im Anstehenden ist nicht möglich.

Alle diese Vorkommen im Autochthonen erwiesen sich als ganz fossilleer.

2. In der Hoh Faulen-Decke stossen wir auf Siderolithikum an all den oben erwähnten Stellen, wo auch Reste von Kreide vorhanden sind. Meist handelt es sich um limonitische Krusten auf spätigen organogenen Valanginienkalken, oder um Breccien tonig-sandiger Art mit vereinzelten flachgedrückten, erbsengrossen Konkretionen. Tonschiefer und eisenreichere Siderolithsandsteine werden ebenfalls angetroffen. Zuweilen findet man auf der angefressenen Oberfläche des Öhrlikalkes rostige Krusten oder kugelige, braunrot angewitterte Kristallaggregate von Pyrit. Eigentliche konzentrisch-schalige Bohnerzkörner konnten nirgends beobachtet werden.

Im Dünnschliff liess sich nun Folgendes ermitteln:

Ob es sich um grobe Breccien handelt, oder um eigentlichen Siderolithsandstein, stets ist eine graugrüne bis braunschwarze Grundmasse von Chamosit vorhanden, die bei echten Siderolithen völlig undurchsichtig ist. Nach P. Arbenz rührt dies von einer Trübung durch Limonit, Ton und Kohle her. In dieser Grundmasse liegen massenhaft eckige bis schwach gerundete, sehr kleine Quarzkörner (0,1—1,5 mm). Wo diese zurücktreten und der Chamosit sich häuft, kommt es zur Entstehung von Pisolithen, die im Ganzen selten mit einer Schale umgeben sind; sie werden bis 1,5 cm gross. Weitere Einsprenglinge sind Calcit, Echinodermenbruchstücke, sowie hellere Häufchen von Quarz und Chamosit gemischt. Ein Schliff des Gesteins von der bereits erwähnten Stelle beim Schild zeigte ovale, hellgelbe Körner (3 und mehr mm Durchmesser). Wahrscheinlich handelt es sich dabei um ein chloritisches Mineral mit feiner Aggregatpolarisation. Schliffe aus der Hoh Faulen-Decke ergaben auch Einsprenglinge von Echinodermenkalk, oft mit häufigen Bryozoenfragmenten, seltener Miliolidenkalk, kurz Bruchstücke der Kreideserie.

Obschon keinerlei Fossilien vorhanden sind, stellen wir die besprochenen Gesteine trotzdem ins untere Eocän. Im Autochthonen würde das Siderolithikum das Ergebnis der oberflächlichen Verwitterung zum mindesten der Zeit Sénonien-Lutétien vorstellen, während in der parautochthonen Decke des Hoh Faulen die marine Sedimentation bereits mit dem Lutétien beginnt, und somit die lateritischen Siderolithbildungen sich auf eine etwas beschränktere Zeitspanne erstrecken.

### B) Marines Eocän.

Nach J. Boussac (3, S. 407) erreicht die von SE nach NW fortschreitende Transgression des Eocänmeeres bereits im Lutétien das Gebiet der späteren Hoh Faulen-Decke, das ursprünglich nordwestlich von ihr gelegene Autochthone jedoch erst im Auversien. Infolgedessen enthält die Hoh Faulen-Decke eine vollständigere Tertiärserie (Lutétien-Oligocän) als das Autochthone (Auversien-Oligocän).

Bei der Beurteilung der Eocänserie ist sodann zu beachten, dass aus tektonischen Gründen „Normalprofile" im gewöhnlichen Sinn eigentlich nicht vorhanden sind. Nur die untersten, dem Malm und der Kreide aufliegenden und mit der Unterlage fast verschweissten Horizonte (die Nummulitenbildungen im engeren Sinne, d. h. Quarzite und Nummulitenkalke) sind in der Regel noch im primären stratigraphischen Schichtverband. Die höheren, meist schiefrigen Niveaux sind bei der Deckenbildung zum Teil mit den unteren in Verbindung geblieben, zum Teil sind sie aber auch samt dem Hangenden abgeschürft worden. In jedem Fall bilden diese Schiefer für ihr Hangendes eine Art Gleithorizont und erlaubten dessen Abscherung.

#### a) Autochthon (mit Belmetenschuppe).

##### 1. Basalkonglomerate.

Im Scheidwald N der Alp Schild am Schwarzgrat, ca. auf Quote 1250 m, konnte ich in den dortigen Felsköpfen eocäner Nummulitengesteine (Quarzsandsteine) konglomeratische Einlagerungen nachweisen. Grosse (0,5—1,5 cm), bald gut gerollte, bald mehr nur kantengerundete Quarzgeröllchen und noch ziemlich eckige Kalkstücke liegen in einem mit kalkigem Zement verfestigten Sandstein eingebettet (Quarzkorngrösse ca. 1 mm). Während die Kalke dem Untergrund entstammen können, sind wir über die Herkunft der groben Quarzgeröllchen völlig im

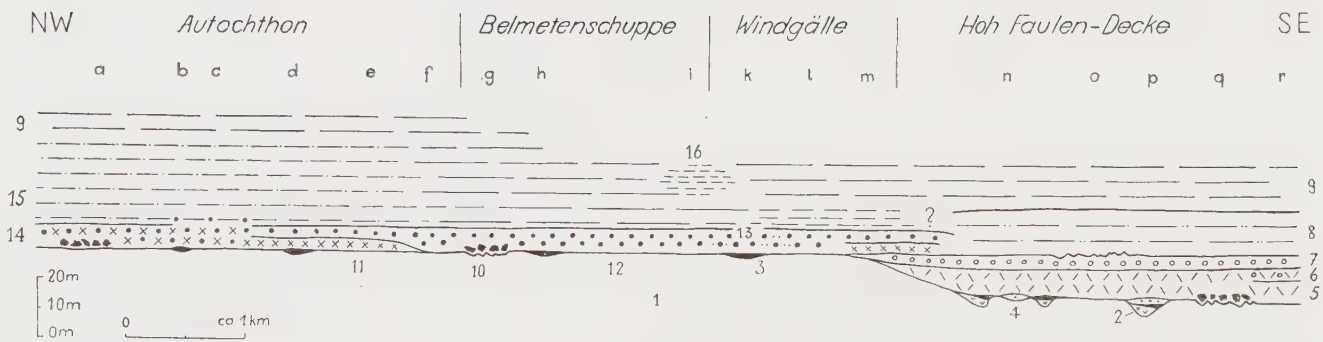



Fig. 3. *Stratigraphisches Profil durch das Eocän der Hoh Faulen-Gruppe.* (Autochthon Hoh Faulen-Decke.)
[Profil m = Ruchen nach Angaben von W. BRÜCKNER]

| | | | |
|---|---|---|---|
| 9 Stadschiefer | *Priabonien* | Autochthon | |
| 16 Sandsteineinlagerung | | | |
| 15 Pectinidenschieferartiges Priab. | | | |
| 14 Kalksandstein | *Auversien* | | |
| 13 Glaukonithaltiger Sandstein | | | |
| 12 Nummulitenkalk | | | |
| 11 Sandstein, Quarzit | | | |
| 10 Basalkonglomerate, Breccien | | | |
| 9 Stadschiefer | *Priabonien* | Hoh Faulen-Decke | |
| 8 Pectinidenschiefer | *Auversien* | | |
| 7 Nummulitenkalk | *Lutétien* | | |
| 6 Quarzit mit Nummuliten | | | |
| 5 Quarzit | | | |
| 4 Basisnummulitenschicht | | | |
| 3 Siderolithische Bildungen | | | |
| 2 Kreide (Valang.-Hauteriv.) | | | |
| 1 Malm | | | |

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| a Scheidwald | e nördlich Altstafel | i Riedersegg | m Ruchen | p Stich |
| b Schild | f Oberfeld | k südlich Seeband | n Plattistiege | q Schlosstiefe |
| c Gampelen | g Kessel | l P. 2327 | o N. P. 2389 | r Butzli-Leitersplangg |
| d Schwarzgrat | h westlich Belmeten | | | |

Unklaren. Vielleicht haben wir hier ufernahe Bildungen des Auversienmeeres vor uns.

Ferner ist auch noch ein quarzitischer Sandstein mit Einschlüssen von kleinen Malmkalkbrocken vom sog. Kessel am Belmeten zu erwähnen; dieses Vorkommen ist wichtig, denn es dient als Anhaltspunkt zur Trennung der Belmetenschuppe von liegenden Autochthonen.

### 2. Die Eocänserie.

#### aa) Die normale Ausbildung. (e in Fig. 3)

Als Ausgangspunkt für die Besprechung des Eocän wählen wir die Stelle, wo unterhalb Altstafel, nordöstlich des Belmeten, die im autochthonen Malm steckenden, engen Tertiärmulden unter dem Schutt der Burg verschwinden. Die Lokalität eignet sich am besten für eine Gliederung des Eocän, da die Stufen gut aufgeschlossen und relativ deutlich abzutrennen sind; offenbar ist in diesen Mulden der Zusammenhang auch für die schiefrigen Niveaux gewahrt geblieben.

In dieser Gegend ist auch das von Arn. Heim (8, S. 42) und W. Staub (16, S. 47) beschriebene Profil aufgenommen worden, dem ich für die Gliederung der unteren Schichten (Nr. 1—4 der dort angegebenen Fig.) beipflichte, während ich — vgl. tektonischen Teil — das Niveau 5 nicht als zur normalen Serie, sondern zum verkehrten Schenkel der Hoh Faulen-Decke gehörend auffasse.

#### Auversien.[1])

Das dem Malm direkt aufruhende Auversien lässt sich zerlegen in:

1. unten Sandstein ca. 10 m; (11 in Fig. 3)
2. oben Nummulitenkalk 5—7 m, lokal bis 20 m. (12 in Fig. 3)

1. Der Sandstein wittert gelblich an und ist im Bruch hell, weisslichgrau. Ein kalkiges Bindemittel verfestigt die

[1]) Neuerdings wies Léon Moret (11, S. 49) für die französischen Alpen, gestützt auf Untersuchungen von R. Abrard im Pariser Becken (2, S. 12), nach, dass dort das Auversien mit dem Lutétien zusammenfällt, dass mit anderen Worten das Auversien als Begriff überhaupt gestrichen werden muss. Im kartierten Gebiet ist aber eine Trennung beider Abteilungen sehr gut möglich, da das Lutétien vom Auversien hauptsächlich durch die Anwesenheit grosser *Nummuliten* unterschieden ist. Wir nehmen die grundlegenden Arbeiten J. Boussac's als Ausgangspunkt, umso mehr als Boussac in seinem Werke (3, S. 379) auch auf unsere Gegend kurz zu sprechen kommt.

meist kleinen Quarzkörner (selten über 1 mm). Der fossilarme oder ganz fossilleere Sandstein liegt mit meist glatter Oberfläche direkt dem Malm auf; doch ist auch ein zackiger Verlauf des Kontaktes nicht selten (so im Butzensteinloch am Belmeten). Der Sandstein ist typisch entwickelt an der als Ausgangspunkt gewählten Stelle nördlich unterhalb Altstafel (genau unter dem H von „Holz"); er setzt aber nach E zu rasch aus. Da, wo beim z von „Holz" ein Felsband unter Schutt taucht, liegt über dem Malm ein stark sandiger Nummulitenkalk, der im Dünnschliff Reste von *Bryozoen* und *Kleinforaminiferen* zeigt.

2. Der im Normalprofil den Sandstein überlagernde Nummulitenkalk wittert gleichfalls gelb an; frisch ist er blaugrau und meist stark spätig, ähnlich einer Echinodermenbreccie; doch sind namentlich nach oben zu auch Übergänge zu sandigen Schiefern vorhanden. Die angewitterte Oberfläche lässt auch die Querschnitte zahlreicher *Nummuliten* erkennen; doch sind diese nicht aus dem Gestein zu lösen und können deshalb nicht ganz sicher bestimmt werden. Es dürfte sich um folgende Formen handeln:

*Nummulina Boucheri* de la Harpe (schon von J. Boussac erwähnt)

*N. striata* d'Archiac et Haime (schon von J. Boussac erwähnt)

*N. variolaria* Sow.

*Orthophragmina discus* Rüt. (schon von J. Boussac erwähnt)

*O. Pratti* Mich.

*O. Archiaci* Schlumb.

*O. umbilicata* Deprat

ferner *Globigerinen* und *Textularien*.

An der vorhin genannten Stelle unterhalb Altstafel, wo der Sandstein an der Basis fehlt, enthält der obere Teil des Nummulitenkalkes unter anderem noch:

*Orthophragmina Chudeaui* Schlumb.

*Operculinen*, *Milioliden*, *Bryozoen*, sowie organische Reste zweifelhafter Natur.

Die Grenze zwischen Sandstein und Nummulitenkalk ist nicht immer deutlich; es kommen auch Übergänge vor.

### Priabonien.

Zum Priabonien (Äquivalent von Bartonien und Ludien des Pariser Beckens) stellen wir einen im Durchschnitt ca. 50 m mächtigen Schieferkomplex, der im Profil N Altstafel eine bis jetzt nicht beachtete Gliederung in einen unteren schlecht geschieferten und einen oberen dünnschiefrigen Teil erkennen lässt (15 u. 9 bei e in Fig. 3).

Der untere Teil liegt hier — vielleicht gilt dies nur lokal — mit scharfer Grenze dem Nummulitenkalk auf und besteht aus 30—40 m gelblichen, innen grauschwarzen glimmerreichen, feinsandigen Schiefern, die den später zu besprechenden Pectinidenschiefern der Hoh Faulen-Decke zum Verwechseln ähnlich sehen, nur fanden sich hier im Autochthonen keine Pecten. Die uneben spaltenden Schiefer enthalten *Globigerinen*, *Rotaliden* und *Operculinen*. Mürbe kohlige Reste in Form von schwarzen, runden Knollen gehen vielleicht auf zersetzte Organismen zurück. Quarzitische Bänke kommen hier häufig vor, ebenso auch in den darüber folgenden echten Globigerinen- oder Stadschiefern.

Die Stadschiefer zeigen etwa 20 m Mächtigkeit und sind besser geschiefert als die liegenden „Pectinidenschiefer", jedoch ist die Schieferung lange nicht so glattflächig wie etwa die der Dachschiefer. Angewittert sind die Schiefer graubraun, frisch meist hellgrau. Bezeichnend sind ferner kleine limonitische konkretionäre Nester oder Stäbchen, die aus Organismenresten hervorgegangen sein dürften. Neben den üblichen *Kleinforaminiferen* fand ich in den kalkigen Schiefern auch einige nicht näher bestimmbare organische Reste, die starke Streckung und Zerreissung zeigen und in dieser Hinsicht den zerrissenen Belemniten des Malm ähneln. Ferner liessen sich in einem Schliff agglutinierende *Foraminiferen* erkennen. Die für Priabonien typische *Nummulina Fabianii Prev.* konnte bis jetzt nicht gefunden werden.

#### bb) Abweichende Ausbildungen.

##### 1. Nordfuss des Schwarzgrates. (d in Fig. 3)

Das Eocän bei Hönegg und auf der Nordflanke des Schwarzgrates zwischen den Alpen Gampelen und Schild zeigt insofern vom besprochenen Typus einige Unterschiede, als sich das Auversien nicht mehr in Sandstein und Nummulitenkalk gliedern lässt, sondern beide Abteilungen bilden eine ein-

heitliche Lage von zum Teil glimmerreichem Kalksandstein, der einige Nummuliten enthält. Aber auch die Trennung gegen das Hangende, die sandigen „Pectinidenschiefer" ist keine deutliche mehr, da namentlich unter Hönegg und bei Gampelen sich sandige Kalke und Quarzite als Übergang einschalten. Die darin spärlicher auftretenden *Nummuliten* und *Orthophragminen* rechtfertigen jedoch die Einordnung dieser Gesteine ins Auversien.

### 2. Belmetenschuppe. (g—i in Fig. 3)

Den besten Eocänaufschluss in der Belmetenschuppe zeigt die Felsrippe W P. 2251 (= Sattel W Hoh Faulen). Sie besteht aus sandigen Nummulitenkalken, die direkt auf Öhrlikalk liegen und die nach oben in Globigerinenschiefer und schwarze Tonschiefer übergehen. Der ganze Komplex mag 20—30 m mächtig sein. Zuoberst folgen einige Meter grünlicher quarzitischer Sandsteine. Diese zeigen im Dünnschliff schon etwas Andesitmaterial, wie es die später zu besprechenden Taveyannaz-Sandsteine kennzeichnet. Diese Sandsteine können das normale Hangende der Schiefer sein, ebenso wahrist aber ihre Zugehörigkeit zur verkehrten Serie der Hoh Faulen-Decke, denn im autochthonen Eocän des südlich an die Belmetenschuppe anschliessenden Windgällengebietes fehlt dem Sandstein jede Beimengung von Eruptivmaterial.

Der Fossilinhalt des Belmeten-Auversien ist, soweit überhaupt erkennbar, derselbe wie der des Autoththonen.

Durch das Fehlen der Sandsteine an der Basis des Auversien, sowie der sandigen Schiefer an der Basis des Priabonien schliesst die Belmetenschuppe faziell an das Tertiär der Windgällengruppe an.

Zum Eocän der Belmetenschuppe gehören ferner die Nummulitenkalke südlich oberhalb Altstafel beim n von „Tschorren", ferner die aus der Schutthalde südlich der Bödmer-Seeli hervorstechenden Quarzitköpfe, endlich einige Aufschlüsse von Nummulitenkalken östlich der Alp Belmeten, und ein verquetschtes Eocänband am Rinderstock. Besondere Erwähnung verdient der isolierte Punkt 2172 m NW der Seewlialp (Taf., Fig. 1, P. III), der eine direkt auf Malm aufruhende Kappe von sandigen Schiefern und grobkörnigen Sandsteinen trägt; der Dünnschliff zeigt ein arkoseartiges Gestein. Nummulitenkalk ist hier nicht nachweisbar.

### 3. Gebiet der Windgällen. (k—m in Fig. 3)

Am Fuss der beiden Windgällen und weiterhin nach E unter dem Ruchen zieht sich das Eocän als ein schmales, stellenweise 2—3fach übereinander gelegtes Band hin; denn im verkehrten Mittelschenkel treten sekundäre Synklinalen und Antiklinalen auf (Taf., Fig. 1, P. IV—VI). Wie in der Belmetenschuppe ruhen auch hier unmittelbar auf dem Malm sandige Nummulitenkalke des Auversien, die beim Aufstau der Windgällenfalte schiefrig ausgewalzt wurden. Infolgedessen sind auch die Fossilien (*Orthophragminen* und *Nummuliten*) gestreckt, doch scheint die Fauna die gleiche zu sein wie nördlich des Belmeten (Altstafel). — Am Fuss des Absturzes der Windgälle, W des G in „Grosse Windgälle", tritt im Auversien ein ausserordentlich harter, schwarzbrauner, glaukonithaltiger Sandstein auf mit spärlichen *Orthophragminen*. In Blöcken ähnlichen Gesteins fand ich unten im Schutt zahlreiche unbestimmbare Lamellibranchierreste *(Pecten?)*. Dieser Sandstein dürfte eine lokale Bildung sein, denn er tritt an den gut zugänglichen Profilen südlich P. 2327 m (im E) und am Riedersegg (im W) nirgends auf.

Das Priabonien ist am Windgällen-Nordfuss durch Globigerinenschiefer vertreten, eine Serie von weicheren Schiefern, die mit härteren Einlagen abwechseln. Sie gehen ganz allmählich aus den Nummulitenkalken hervor; die Übergangsschichten füllen den Kern der genannten Teilsynklinalen aus und sind als schwarze Bänder in der Windgällenwand deutlich sichtbar. Im Dünnschliff ist eine gewisse Ähnlichkeit der Übergangsschichten mit dem Nummulitenkalk am Weg nach Altstafel nicht zu verkennen (siehe S. 128). Hingegen fehlen hier wie in der Belmetenschuppe die sandigen Basisschiefer im Liegenden der echten Stadschiefer mit Ausnahme der Stelle südlich P.2327 gegen das Firrenband zu (Taf., Fig. 1, P. VI)[1]).

Riedersegg. Die Globigerinenschiefer zeigen sich sodann in grosser Mächtigkeit auf dem Riedersegg am Fusse der Kleinen Windgälle (Taf., Fig. 1, P. III). Dünnschliffe aus diesen Schiefern wiesen schlecht erhaltene kleine *Nummuliten*

[1]) J. Boussac (3,S.380) spricht von einer Facies des Hohgantsandsteins, in der das Auversien der Windgällengegend, besonders der Rippe S des Seewlisees (das „Seeband" der Sennen) entwickelt sein soll. Nach den bisherigen Untersuchungen scheint mir jedoch diese Bezeichnung nicht gerechtfertigt, weil die sandigen Nummulitenkalke dieser Gegend weder den echten Hohgantsandsteinen ähneln, noch wesentlich von den typischen Nummulitenkalken abweichen.

und *Orthophragminen* auf. Seitlich und nach oben gehen diese Schiefer in sandige dachschieferähnliche Gesteine über und führen stellenweise auch kompaktere Sandsteineinlagerungen, die indes nicht — wie W. Staub angibt — den Habitus der später zu besprechenden Altdorfer Sandsteine tragen.

**b) Hoh Faulen-Decke.** (n – r in Fig. 3)

Das charakteristische Glied in der Hoh Faulen-Decke stellt das

Lutétien

dar. Seine Basis wird in der Schlosstiefe durch eine Breccie gebildet; ein gelber Sandkalk verkittet die dem Öhrlikalk entstammenden Trümmer und greift auch in karrige Vertiefungen des liegenden Öhrlikalkes.

Die Dreiteilung des Lutétien, die von Arn. Heim und W. Staub in ihrem Profil an der Burg (8, S. 42) vorgenommen wurde, konnte ich nicht bestätigen. Zu erwähnen ist dagegen von der Burg, d. h. von einem dem Kreideaufschluss der Plattistiege gerade S gegenüber liegenden Punkte, dass direkt über dem Berriaskalk eine dünne Schicht eines massenhaft *Nummuliten*-führenden Kalkes auftritt; die Stelle ist auf Taf., Fig. 1, P. IV, mit * bezeichnet. *Nummulina complanata* wurde nicht beobachtet, dafür die übrigen Arten des Lutétien. Dieselbe Bildung fand ich in der bereits besprochenen Mulde vom Stich (SW-Flanke Hoh Faulen, Taf., Fig. 1, P. IIIa).

Das Lutétien ist typisch entwickelt E Schlosstiefe auf der Alp Butzli (E Profiltrace Taf., Fig. 1, P. VI). Es lässt sich, wie es schon J. Boussac bekannt war, gliedern in:

1. unten Quarzit 8 m (5 u. 6 in Fig. 3)
2. oben Nummulitenkalk 2 m. (7 in Fig. 3)

1. Vom Quarzit ist zu bemerken, dass der untere Teil (ca. 5 m) anscheinend völlig fossilleer und zuweilen als heller Sandstein entwickelt ist; der obere glimmerreiche Teil (3 m) jedoch führt kleine *Nummuliten*, wahrscheinlich *N. incrassata;* ausserdem *?Orthophragmina Pratti* Mich. Ein Zweischalerrest dürfte von *Chlamys tripartita* d'Archiac stammen.

2. Darüber liegt mit geringer Mächtigkeit der gelb anwitternde, innen dunkelblaue Nummulitenkalk, für den vor allem das Vorkommen von grossen *Nummuliten* typisch ist. Es handelt sich um folgende Formen:

*Nummulina complanata* Lamarck (schon von W. Staub erwähnt)
*N. helvetica* Kaufmann
*N. uroniensis* de la Harpe (schon von W. Staub erwähnt)
*N. incrassata* de la Harpe (?)
*Orthophragmina discus* Rüt. (schon von W. Staub erwähnt)
*O. Chudeaui* Schlumb.
*O. varians* Sow. (?)

### Auversien.

Für die Besprechung von Auversien und Priabonien dient das Profil von Leitersplangg, südlich der Sittlis-Alp, E unter dem Sittliser, Taf., Fig. 1, P. VI, das bereits W. Staub anführt.

Hier folgen auf den Nummulitenkalk ca. 20 m dunkle, feinsandige, glimmerhaltige Pectinidenschiefer, deren Vorhandensein in der Hoh Faulen-Decke bisher nicht beachtet worden war. An einigen Stellen, so z. B. E vom Plattigrat, unmittelbar N Punkt 2389 am Sittliser, ist der Verlauf der Lutétien-Auversien-Grenze nicht eben, sondern man kann beobachten, wie sandige Krusten des Auversien die Karren des Nummulitenkalkes füllen. Lithologisch sind die Pectinidenschiefer dieselben Bildungen wie die sandigen Basisschichten des autochthonen Priabonien, nur enthalten sie hier noch *Pecten* und *Cardien* (*C. Bonelli* Bellardi). Dünnschliffe zeigten ferner *Orthophragmina discus* Rüt., *O. Pratti* Mich., *O. Chudeaui* Schlumb. sowie *Echinodermen*reste.

### Priabonien.

Die nun folgenden, bei Leitersplangg 10 m mächtigen Stadschiefer stimmen völlig mit den im Autochthonen beschriebenen überein. An *Kleinforaminiferen* liefern sie nur *Globigerinen*. Im Profil an der Burg sind diese Schiefer nicht, wie W. Staub angibt (16, S. 47) tektonisch reduziert, sondern sie ruhen direkt einem mitten in Eocän steckenden Malm- bzw. Öhrlikalkkeil auf (Taf., Fig. 1, P. IV), dessen Bedeutung für den Bau der Hoh Faulen-Decke später im Abschnitt Tektonik näher besprochen werden soll. In jedem Fall aber sei schon jetzt darauf hingewiesen, dass an der Burg kein Normalprofil vorliegt, wie W. Staub (16, S. 47) und Arn. Heim (8, S. 42) annehmen, sondern über den Pectinidenschiefern muss

eine Scherfläche verlaufen, welche die Stadschiefer und die hangenden Taveyannaz-Sandsteine vom Liegenden trennt.

### C) Sandstein- und Dachschiefergruppe (Flyschgruppe).

Zwei Schwierigkeiten stellen sich einer genauen stratigraphischen Gliederung des nun folgenden mächtigen Komplexes von Sandsteinen und Schiefern entgegen: einerseits der allmähliche Übergang von Gesteinen mit hohem Gehalt an Eruptivmaterial (Taveyannaz-Gesteine) in solche mit wenig oder keinen eruptiven Beimengungen (Altdorfer-Sandstein), andererseits die Unmöglichkeit, diese Flyschgesteine tektonisch scharf gliedern zu können. Schon oben (S. 125) wurde auf eine Abscherung des Flysches aufmerksam gemacht, und demnach ist ein Teil sicher als vom Autochthonen abgeschürft aufzufassen; ein anderer Teil aber gehört nach meinen Untersuchungen zum verkehrten Mittelschenkel der Hoh Faulen-Decke, doch ist eine scharfe Trennung der beiden Anteile kaum durchführbar. Ausserdem ist — wie später näher zu begründen sein wird — der Taveyannaz-Sandstein für sich nach N geschoben worden.

Was sich aus dem allgemeinen Verhalten sowohl im Autochthonen und Parautochthonen, als auch in der Hoh Faulen-Decke ergibt, ist lediglich das, dass die Stadschiefer die Unterlage der Sandsteingruppe (Taveyannaz- und Altdorfer-Sandstein) bilden, aber für diese auch als Gleithorizont gedient haben.

Um die Beziehungen von Taveyannaz- und Altdorfer-Sandstein genauer kennen zu lernen, scheint es mir geboten, die Besprechung der Taveyannaz-Gesteine an erster Stelle vorzunehmen.

#### 1. Taveyannaz-Sandstein.

##### a) Die Taveyannaz-Gesteine im Hangenden der Hoh Faulen-Decke.

Meine Aufnahmen in der Taveyannaz-Serie an der Burg stimmen im wesentlichen mit den Angaben von W. Staub überein; im Detail haben sich jedoch einige Abweichungen ergeben.

Über den schon früher (S. 133) erwähnten Stadschiefern folgen an der SW-Ecke der Burg und am Plattigrat — in Abweichung zu den Angaben von W. Staub — zunächst 2—3 m eines quarzitischen Gesteins, das noch nicht als typischer Taveyannaz-Sandstein bezeichnet werden kann; darüber eine ebenso mächtige Stadschieferlage, und dann erst setzt der

typische Taveyannaz-Sandstein ein (ca. 90 m), den wir als Bank Nr. 1 bezeichnen.

Über den Taveyannaz-Sandstein selber hat F. DE QUERVAIN in letzter Zeit genaue Untersuchungen durchgeführt (13). Das gutgebankte, klüftige, braun und warzig anwitternde Gestein zeigt auf frischem Bruch grünliche Farbe und die bezeichnenden dunkleren Flecken. Nach F. DE QUERVAIN setzt sich das fein bis grobsandige klastische Sediment zur Hauptsache (über 80%) aus Ergussgesteinstrümmern (Andesiten) zusammen; daneben tritt namentlich Quarz auf. Derselbe Autor beschreibt ferner vom Hoh Faulen grobe Ergussgesteinsgerölle als Einschlüsse.

Im Hangenden des oben besprochenen Sandsteins 1 folgt — ohne Übergang — eine Lage ebenflächiger Dachschiefer und darauf der Sandstein Nr. 2 des Burggipfels (Taf., Fig. 1, P. IV). Stadschiefer, Sandstein 1 und 2 und trennendes Schieferband sind auf Taf., Fig. 1, P. IV und VI, angegeben, während die dünnen Übergangsschichten an der Basis der Sandsteine nicht ausgeschieden werden konnten.

Der Sandstein 2 wird von W. STAUB schon als Altdorfer-Sandstein bezeichnet, doch haben die späteren mikroskopischen Untersuchungen F. DE QUERVAIN's gezeigt, dass es doch ein typisches Taveyannaz-Gestein ist; allerdings mit starker Quarzbeimengung (13, S. 67). F. DE QUERVAIN hält diesen Sandstein, wie schon W. STAUB für den Anfang des Überganges Taveyannaz Sandstein–Dachschiefer–Altdorfer Sandstein; doch ist der letztgenannte in der Hoh Faulen-Decke nicht mehr erhalten geblieben.

Aus meinen Profilen IV und VI (Taf., Fig. 1) ist zu ersehen, dass die an der Burg auftretende Schieferlage auch am Blinzi wiederkehrt, während sie in den von P. V geschnittenen Bergen bereits abgetragen ist. Die Profile, insbesondere VI, zeigen dann aber eine deutliche Mächtigkeitszunahme des unteren Taveyannaz-Sandsteinkomplexes gegen S zu; am Sittliser oder am Rotgrat erreicht der Sandstein 1 mindestens 200 m Mächtigkeit; doch kann diese noch beträchtlich höher sein, denn die hangende Schieferlage fehlt im südlichen Teil der Hoh Faulen-Decke ganz. Von Interesse ist dort das Auftreten kalkiger, hell anwitternder Schiefereinlagerungen in diesem unteren Sandsteinkomplex, und zwar besonders auf Platti, S „Auf den Stöcken" und am Seewligrat Furkeli.

### b) Die Taveyannaz-Gesteine im Liegenden der Hoh Faulen-Decke.

W. Staub fasste die Sandsteine, die an der Burg unter dem Hoh Faulen-Malm liegen, als zur autochthonen Serie gehörige taveyannazartige Sandsteine auf und stellte nordwärts auf der rechten Riedertalseite in den dortigen Sandsteinen einen allmählichen Übergang zu solchen vom Typus der Altdorfer-Sandsteine fest.

F. de Quervain hält ebenfalls den Sandsteinkomplex vom Fuss der Burg und vom Riedertal für autochthon, ermittelt für die Sandsteine am Fuss der Burg eine geringere Andesitführung als für die Gesteine des Burggipfels und bestätigt ferner die Abnahme des Eruptivgehaltes nach N das Riedertal hinaus; er bezeichnet indessen die ganze Sandsteinpartie vom Riedertal bis zum Schächenbach noch als richtigen Taveyannaz-Sandstein.

Meine Untersuchungen haben nun ergeben, dass der Sandsteinkomplex am Fuss der Burg nicht autochthon ist, sondern zum verkehrten Mittelschenkel der Hoh Faulen-Decke gehört. Diese Auffassung geht aus den in Taf., Fig. 1, P. IV, wiedergegebenen Beobachtungen hervor. Unmittelbar N des Plattistiegebruches folgt nämlich unter dem Hoh Faulen-Malm zunächst eine Lamelle Malm-Berriaskalk, darunter Quarzit und zerdrückte Nummulitenkalke, ferner Pectinidenschiefer, Stadschiefer und Sandsteine; kurz, die ganze Tertiärserie der Hoh Faulen-Decke, aber in verkehrter Reihenfolge! Weiterhin ist aus P. IV ersichtlich, dass an der Stirn des Malm-Berriaskeiles die eocänen Schichten umbiegen, was übrigens W. Staub schon beachtet hat (16, S. 57). Damit steht hinlänglich fest, dass 1. die Hoh Faulen-Decke tatsächlich einen verkehrten Schenkel besitzt, und dass 2. die Sandsteine vom Fusse der Burg diesem zuzuzählen sind.

Inwieweit dies noch für die Sandsteine des Riedertales zutrifft, ist schwer zu sagen. Wahrscheinlich darf man annehmen, dass die Trennung zwischen parautochthoner Decke und abgeschürftem Autochthon des Riedertal-Hintergrundes durch eine vorwiegend schiefrige Zone gegeben ist, die vom Riedertal gegen die Alp Wängi verläuft. Im Sulztal (Taf., Fig. 1, P. V und VI) ist, wie schon W. Staub bemerkt (16, S. 49), eine Trennung der parautochthonen Sandsteine von den autochthonen nicht möglich[1]). Profil VI ist ausserdem noch

[1]) Sie fallen jedoch nicht in nach N übergelegten Fältelungen ins Tal, wie W. Staub angibt, sondern die Zickzackfalten steigen im Gegenteil nach N an.

in der Hinsicht lehrreich, als es deutlich zeigt, wie der früher (S. 135) besprochene Sandstein 1 vom Blinzi nach N stets dünner wird, dann eben noch den N-Gipfel der Grossen Spitzen bildet, im verkehrten Schenkel jedoch nicht mehr vorhanden ist, so wenig wie das hangende Dachschieferband.

Demnach ist in Übereinstimmung mit den mikroskopischen Resultaten F. DE QUERVAIN's erwiesen, dass der typische, hochprozentig Andesit-führende Taveyannaz-Sandstein 1 auf den normalen Schenkel der Hoh Faulen-Decke beschränkt ist, während der Sandstein 2 sowohl im normalen wie im verkehrten Schenkel auftritt und ausserdem im verschürften Autochthonen (Riedertal).

Es stellt somit der Taveyannaz-Sandstein im abgewickelten Profil eine an Eruptivmaterial reiche Einlagerung an der Basis der Sandstein-Dachschiefergruppe dar, die in ihrer typischen Ausbildung nur im Süden auftritt (normaler Schenkel der Hoh Faulen-Decke), nach oben, wie W. STAUB schon erkannte, in gewöhnlichen Sandstein übergeht und nach Norden an Mächtigkeit einbüsst und schliesslich auskeilt, wobei ebenfalls Übergangsgesteine zwischen echten Taveyannaz- und den Altdorfer-Sandsteinen sich einschieben (verkehrter Schenkel und Autochthon).

### 2. Altdorfer-Sandstein.

Der durch Übergänge mit dem Taveyannaz-Sandstein verbundene Altdorfer-Sandstein stellt eine eigenartige Sandstein-Anreicherung innerhalb der Dachschiefer dar, wie sie sonst nirgends in der Art auftritt. Immerhin, wenn W. STAUB ihre Mächtigkeit auf 1000—2000 m angibt, so dürfte dies viel zu hoch gegriffen sein, da das Gestein, wie oben bemerkt, nicht mehr im normalen Schichtverband liegt, sondern vom Autochthonen abgeschürft und in Zickzackfalten aufgestapelt ist. Der Altdorfer-Sandstein ist ein dunkles glimmerführendes Gestein, das Feldspäte und typische Milchquarze enthält. Der feinkörnige Altdorfer-Sandstein, wie er z. B. im Steinbruch Flüelen gebrochen wird, besteht fast nur aus kleinen Quarzkörnern und etwas Glimmer. Das Bindemittel ist Calcit.

Ganz unregelmässig treten allenthalben Schieferlagen auf, die schon genannten, völlig eben spaltenden, schwarzen Dachschiefer.

### D) Wildflysch.

Im Hangenden der Altdorfer-Sandsteine folgen auf der Nordseite des Schächentals die heute allgemein zum Ultrahelvetikum gezählten, auf Helvetisches überschobenen Wildflyschbildungen. Im engeren Untersuchungsgebiet treten sie anstehend nicht auf, wohl aber bilden die tonigen Wildflyschgesteine in der Hauptsache die grosse Sackung von Spiringen, deren westlicher Teil noch von mir überprüft wurde. Mit dem Wildflysch sind auch die darin steckenden, aus dem Helvetikum stammenden verschürften Nummulitenkalkschollen versackt, ferner auch Trias und Lias der Basis der dem Wildflysch aufruhenden Axendecke. Näheres siehe unten, S. 146.

An dieser Stelle mag erwähnt sein, dass das versackte Nummulitenkalkriff von Rägeli ob Spiringen ein Exemplar des *Conoclypeus anachoreta* Agassiz lieferte.

## VI. Das Quartär.

### A) Moränen.

Eine Einteilung der Moränenablagerungen unseres Gebietes ergibt sich zunächst aus dem Vorhandensein oder Fehlen von kristallinen Blöcken. Wo kristallines Material sich befindet, stammen die Moränen vom eiszeitlichen Reussgletscher, wo solches fehlt, vom Schächen- oder von kleinen Lokalgletschern. Sämtliche Moränen dürften der Würmeiszeit und ihren Rückzugsstadien angehören.

Eigenartig gestaltet sich die Verteilung des Moränenmaterials.

#### 1. Moräne des Reussgletschers.

Sie bedeckt bei Schattdorf die unteren Hänge des Schwarzgrates, reicht bis nach Gampelen (1350 m) hinauf und zeigt sich in grosser Verbreitung und Mächtigkeit im Gebiet der Schattdorfer Berge, wo sie (Näheres siehe S. 140) mit Lokalmoräne wechsellagert. E vom Riedertal kann auf der Südseite des Schächentals mit Ausnahme der Hänge SE ob St. Loretto keinerlei Reuss-Erratikum mehr nachgewiesen werden. — Umso auffallender ist es deshalb, dass auf der Schächental-Nordseite kristalline Erratiker taleinwärts bis Spiringen reichen; den höchsten Gneissblock konnte ich N dieses Dorfes auf Quote 1200 bei Döldig fest-

stellen. Es soll unten versucht werden, diese Verteilung zu erklären.

### 2. Moränen des Schächengletschers und Lokalmoränen.

Als Moränen des Schächengletschers und seiner Zuflüsse fasse ich im Untersuchungsgebiet die auf der Talsüdseite liegende Moränendecke von Ruolisberg-Reckholdern auf, ferner auf der Talnordseite alle die ausgedehnten Moränendecken oben am Hang zwischen Spiringen und Altdorf; diese enthalten nämlich über Quote 1200 kein Kristallin mehr. Sie sind somit dem Schächengletscher zuzuschreiben.

Die eben beschriebene Verteilung von Reuss- und Schächenmaterial kann vielleicht am besten so gedeutet werden, dass zu Beginn der Würmvereisung Reussgletschereis seitlich ins Schächental hineindrang, sich aber auf die Talnordseite beschränken musste, da einerseits Eis des Schächengletschers bis gegen Spiringen vorstiess, und anderseits ein wohl recht ansehnlicher Lokalgletscher aus dem Kessel zwischen Blinzi und Burg sich ins Sulztal hinab und von hier gegen NW ergoss und mit seinem Eis die südliche Talseite einnahm. Es kamen die schon erwähnten Moränen von Ruolisberg-Reckholdern zur Ablagerung.

Während des Höchststandes der Würmvereisung verdrängte dann der Schächengletscher den Reussgletscher ganz aus seinem Tal, und es wurden die hochliegenden Schächenmoränen der Talnordseite und auf der Südseite die von Wängi abgesetzt.

W. Staub vertritt nun die Ansicht, dass der Schächengletscher früher zurückgeschmolzen sei als der Reussgletscher. Dadurch habe dieser das Schächental verriegelt und einen See abgedämmt. Ferner führt W. Staub die im unteren Schächental deutlich sichtbaren

**Terrassen** auf Deltabildungen der Seitenbäche in diesem glazial gestauten See zurück und scheidet sie auf seiner Karte als „Glaziale Stauterrassen“ aus.

Wir stimmen mit W. Staub überein in der Annahme eines rascheren Rückzuges des Schächen- gegenüber dem Reussgletscher; hingegen glauben wir die Terrassen als Reste alter Talsohlen deuten zu müssen, da sie für Deltabildungen zu breit sind und ausserdem nicht immer in Verbindung mit Bächen auftreten.

Der sich im Haupttale noch flach ausbreitende Reussgletscher wird für den Schächenbach eine Höherlegung seiner Erosionsbasis bedeutet und ihn infolgedessen zu vorherrschender Akkumulation gezwungen haben, wodurch er das Tal mit seinen Schottermassen füllte. In späteren Phasen schnitt der Schächen ständig tiefer ein; einzelne durch den Eisstand im Haupttale bedingte Unterbrechungen hatten jeweils eine geringere Akkumulation auf tieferer Basis zur Folge.

So entstand ein System von Terrassen, die sich wie folgt verteilen:

Höchstes Niveau ca. 930 m: Witerschwanden
Mittleres „ ca. 760 m: Graben, Breitebnet, Riedli, St. Loretto
Unteres „ ca. 670 m: Sigmanig;

ausserdem wahrscheinlich noch Reste von Zwischenstadien bei St. Loretto (hier im ganzen 3 Terrassen übereinander) und bei Lattenried (800 m).

### Moränen der Schattdorfer Berge.

Besondere Erwähnung verdienen die glazialen Ablagerungen der Schattdorfer Berge. Steigt man vom Mistenstein im Riedertal auf die Schattdorfer Berge, so zeigt sich über dem verrutschten Malm (Näheres siehe S. 141) zunächst Lokalmoräne von Schotter und Lehm begleitet. Darüber liegt die schon erwähnte Reussmoräne in einer Mächtigkeit von mindestens 200 m. Dieser Umstand beweist, dass bei der letzten Vereisung zuerst ein kleiner Lokalgletscher aus der Nische zwischen Burg und Hoh Faulen herabstiess, worauf dann der Reussgletscher vom Haupttal eindrang und mit seinen Eismassen das ganze Gebiet begrub und auf den Schattdorfer Bergen, wie in einem toten Winkel, mächtige Moränen ablagerte.

Aus einer späteren, schon stadialen Phase, wahrscheinlich Gschnitzstadium, stammt dann das nichtkristalline Gletschermaterial, das vom Säumli bis Wichlig und Oberfeld der Reussmoräne aufliegt und wieder aus dem Hoh Faulen-Gebiet herrührt. Aus ihm besteht der merkwürdige doppelte Endmoränenwall des „Kessels", der nach oben noch von einem dritten, schwächer angedeuteten Wall abgeschlossen wird. Dass die Gletscherzunge sich nicht ins Gangbachtal hinabsenkte, müssen wir uns wohl so erklären, dass dieses Tal entweder noch von Reuss-Eis eingenommen oder noch von älterem Moränenmaterial ausgefüllt war. In diesem Falle

wäre das tiefe Einschneiden des Gangbaches erst nach dem Rückzug der Lokalgletscher entstanden.

Die übrigen stadialen Lokalmoränen unseres Gebietes brauchen nicht näher besprochen zu werden; sie sind im wesentlichen schon auf der Karte von W. Staub angegeben worden.

### B) Bergstürze und Sackungen.

#### 1. Der Bergsturz von Schattdorf.

Auf der Karte von W. Staub ist erstmals auf das Vorhandensein von verrutschten Massen von Malm und Eocän in der Gegend der Schattdorfer Berge hingewiesen, und späterhin hat W. Staub (18, S. 152) bemerkt, dass „am linken Ausgang des Schächentales zwei recente, kleine Flusstäler, das Riederntal und das Gangbachtal, die verrutschten Malm- und Eocänmassen der Schattdorfer Berge umrahmen".

Diese Angabe und Umgrenzung W. Staub's ist durch meine Untersuchungen im allgemeinen bestätigt worden. In der Tat verrät sich dieses Gebiet schon rein äusserlich durch das Fehlen zusammenhängender Felswände als verrutschtes Gebiet; doch hat sich gezeigt, dass die Rutsch- oder Sturzmasse nach W über das Tal des Gangbaches hinübergreift. Intakt anstehend ist erst der zum Autochthonen gehörende, unten im Klausenbächlein und dann wieder oben zwischen den Quoten 960 m und 1080 m anstehende Malm. Die SW-Grenze der verrutschten Masse muss also zwischen Gangbach und Klausenbächlein liegen, kann aber wegen Moränenbedeckung nicht genauer angegeben werden.

An der Schuttmasse sind beteiligt:

1. Malmkalke, zu beiden Seiten des Gangbachtales, sowie auf der linken Riedertalseite. Ihr brecciöses Aussehen ist schon von W. Staub erwähnt worden.

2. Nummulitenkalke (Complanatakalke), spärliche Vorkommen nördlich unterhalb Balmberg (Riedertal).

3. Pectinidenschiefer. Sie bilden die steilen felsigen Waldpartien zwischen der Wildbachfurche des Gosmerlibaches und dem Riedertal (Eocän der Schattdorfer Berge auf W. Staub's Karte.)

5. Taveyannaz-Sandsteine, eher selten, so z. B. beim d von „Schattdorf".

6. Altdorfer-Sandsteine und Dachschiefer. Sie sind in der Rutschmasse allgemein verbreitet und bei weitem die

häufigsten Gesteine. Einzelne Schichtpakete haben offenbar das ursprüngliche Streichen (N 70 E) beibehalten, hingegen sind die Schichten bei der Rutschung steiler gestellt worden, statt ca. 20—30°, zeigen sie ca. 50° Südfallen.

Lagerungsverhältnisse. Die Lagerung der Gesteine innerhalb der Schuttmasse ist vollkommen gesetzlos. Besonders verworren gestalten sich die Verhältnisse zwischen Riedertal und Bahnberg, wo Malm und Nummulitenkalke, Pectinidenschiefer und andere Gesteine regellos durcheinander liegen. Eine direkte Unterlagerung der Malmbreccie durch brecciosen, sandigen Nummulitenkalk, wie W. Staub es angibt, konnte ich nicht nachweisen.

Suchen wir die

## Herkunft der Schuttmasse

zu ermitteln, so deutet das Vorkommen von Complanatakalk und Pectinidenschiefern mit Bestimmtheit darauf hin, dass mindestens die oberen Partien ehemals der Hoh Faulen-Decke angehört haben müssen. Damit stimmt auch gut überein, dass die genannten Gesteine sich hauptsächlich im östlichen Teile des Schuttes gegen das Riedertal zu vorfinden. Die Altdorfer Sandsteine und Flyschschiefer aber entsprechen denen, die ostlich des Riedertales die Unterlage der Hoh Faulen-Decke bilden.

Aus dem Vorhandensein von Hoh Faulen-Gesteinen können wir Anhaltspunkte über die Länge des Weges, den die Massen beim Abrutschen gegen das Schächental hin zurückgelegt haben, gewinnen: sie beträgt für den Malm, die Complanatakalke und die Pectinidenschiefer im Riedertal mindestens 2—3 Kilometer bei einer Höhendifferenz von rund 1000 m. Wir haben es also mit einer sehr bedeutenden Verschiebung zu tun. Die starke Vermischung des Materials zeigt, dass die Schuttbewegung nicht als Sackung bezeichnet werden darf. Auch der Name Rutschung erscheint wenig passend, denn die Bewegung dürfte sich nicht über lange Zeiträume erstreckt haben, sondern muss rasch und in einem Male erfolgt sein. Am geeignetsten mag daher die Bezeichnung Bergsturz sein, umso mehr als der abgestürzte Malm genau dieselbe brecciose Beschaffenheit besitzt, wie etwa im Flimser Bergsturz. Wir geben deshalb der ganzen Schuttbewegung den Namen „Bergsturz der Schattdorfer Berge".

Von Bedeutung ist nun, dass — vgl. Profile von Fig. 1 der Tafel und von Fig. 4, S. 145 — die Rutschmasse von den schon früher erwähnten Moränen eingedeckt wird, die nach den zahlreichen Anrissen zu urteilen, bis 200 m und mehr Mächtigkeit erreichen können. Wie aus dem Profil ersichtlich, wird der obere Teil der Decke örtlich (S Balmberg) von Lokalmoräne aus dem Hoh Faulen-Gebiet gebildet, sonst aber allgemein aus Reussmoräne. Der obere Teil besteht ausschliesslich aus Moräne eines Gletschers, der im Kessel zwischen Hoh Faulen und Burg lag. Die schon oben besprochenen Lokalmoränen sind so gut erhalten, dass wir annehmen müssen, es sei die gesamte der Rutschmasse aufruhende Moränendecke erst nach der Abrutschung aufgeschüttet worden und nicht etwa mitverrutscht. Übrigens könnte die Abrutschung der Reussmoräne nicht mehr als etwa 100 m betragen, denn die höchsten kristallinen Reussgeschiebe liegen bei Gampelen auf Quote 1530 m.

Aus der mächtigen Überdeckung der Schuttmasse durch Reussmoräne aber kann dann der weitere Schluss gezogen werden, dass der Absturz schon vor der letzten Eiszeit erfolgt sein muss, am wahrscheinlichsten wohl in der Riss-Würm-Interglazialzeit.

Weiterhin ist nun — vgl. Taf., Fig. 1, P. III — die Tatsache von Wichtigkeit, dass die Moräne in einer durch den Vorgang des Abstürzens bedingten Hohlform der Rutschmasse liegt. Dies geht übrigens schon aus der Karte von W. Staub hervor.

Ich hatte Gelegenheit, auf gemeinsamen Exkursionen und später, die Frage der Entstehung des Bergsturzes und überhaupt die morphologische Geschichte des unteren Schächentales vielfach mit Herrn Prof. A. Buxtorf besprechen zu können. Nach Prüfung aller heute bekannten Tatsachen scheint uns folgende Darstellung den Verhältnissen am besten gerecht zu werden:

Um den Vorgang des Abstürzens zu verstehen, kommen wir zunächst nicht ohne die Annahme aus, dass im untersten Teile des Schächentales, im Abschnitt St. Loretto-Schattdorf ursprünglich eine sehr tiefe Hohlform bestanden haben muss. Sie bildete eine Art Seitenbucht des Reusstales gegen das Schächental zu, und ihre Entstehung haben wir wohl denselben Ursachen zuzuschreiben, die das tiefe Haupttal schufen: der Erosion des Schächenbaches und der Ausweitung des Tales durch den Gletscher der Risseiszeit, der hier in den von weichen Schiefern durchsetzten Altdorfer-

Sandsteinen das Gestein leicht wegräumen konnte. Profil I der nebenstehenden Fig. 4 gibt einen hypothetischen Querschnitt des Schächentals zu Beginn der letzten Interglazialzeit, bevor der Bergsturz erfolgt war.

Gegen diesen Hohlraum glitt und stürzte nun der ganze südliche Talhang, und zwar aus dem gesamten Zirkus, der heute von der Ostseite des Riedertales, dem Westabhang von Fätsch und Burg und dem Nordhang von Hoh Faulen, Belmeten und Schwarzgrat gebildet wird. Die Abgleitung erfolgte hauptsächlich auf den Schiefern an der Basis des autochthonen Flysches; in die Sturzmasse wurden einbezogen — vgl. Fig. 4, Prof. I — die Altdorfer-Sandsteine des ehemaligen südlichen Talhanges und die ihr aufruhende Nordstirne der Hoh Faulen-Decke. Diese trug westlich der Burg wahrscheinlich nur noch eine geringe Bedeckung aus Taveyannaz-Gesteinen; dadurch erklärt sich, dass dieses Gestein nur untergeordnet in der Rutschmasse beteiligt ist.

Wir haben uns aber weiter vorzustellen, dass die nach NW abgleitende und abstürzende Masse sich als gewaltiger Schuttwall quer durch das ganze Schächental legte, so, wie es in Fig. 4, II schematisch dargestellt ist; sie dürfte sich ausserdem in der Richtung Altdorf und Attinghausen ausgebreitet haben (Taf., Fig. 1, P. II).

Es ist möglich, dass dieser sich bis ca. 1400 m erhebende Schuttwall im Schächental einen See abdämmte, der vielleicht bis in die Gegend des heutigen Unterschächen reichte; doch sind uns davon keinerlei Spuren erhalten.

Während der letzten Eiszeit erfolgte dann durch den Reussgletscher die Auspolsterung der Ausbruchsnische des grossen Absturzes, d. h. die Aufschüttung der Reussmoräne auf die Hochfläche der Schattdorfer Berge (Fig. 4, III). Gleichzeitig wurde der Schuttriegel durch den Schächenbach und den Schächengletscher durchschnitten, und es blieb von der ganzen Masse nur noch das immerhin ganz beträchtliche Relikt SE Bürglen (Fig. 4, IV) übrig. Die gleichen Ursachen aber, die in der Risszeit an der Ausmündung des Schächentales den früher angenommenen Hohlraum schufen, erzeugten nun die Talweitung von Bürglen, die nun von S her durch die Schuttkegel des Riedertaler- und des Gosmerlibaches aufgeschüttet wurde.

In den nebenstehenden Profilen (Fig. 4) ist versucht worden, die eben geschilderte Geschichte des unteren Schächentales im

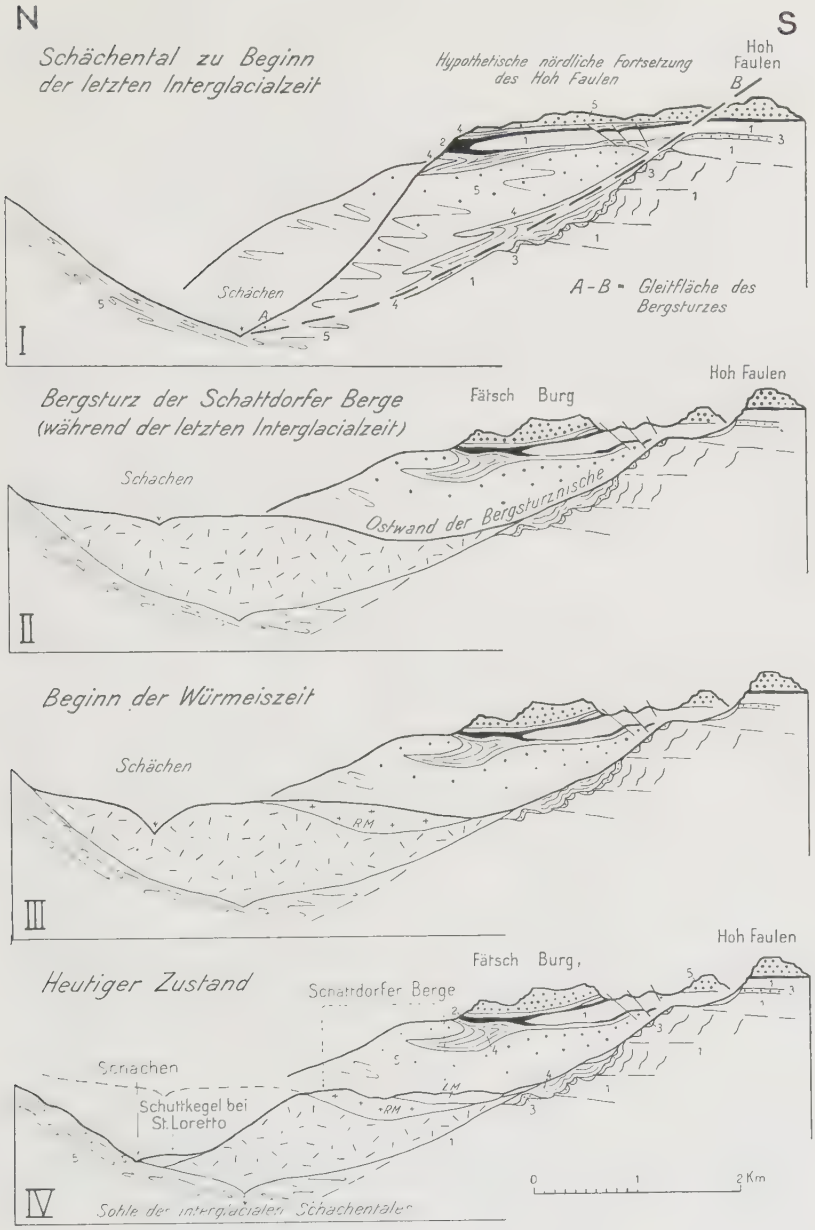



Fig. 4. *Die geologische Geschichte des unteren Schächentals mit dem Bergsturz der Schattdorfer Berge; schematisch dargestellt von der letzten Interglacialzeit bis heute.*

1 Malm-Berriasien
2 Lutétien - Nummulitenkalke und Pectinidenschiefer
3 Auversien-Nummulitenschichten
4 Stadschiefer (Priabonien)
5 Taveyannaz - Sandstein, Dachschiefer und Altdorfer-Sandstein.
RM Reussmoräne
LM Schächen- und Lokalmoräne

Zeitraum von der letzten Interglazialzeit bis heute schematisch darzustellen.

### 2. Die Sackung von Spiringen.

Der Nordhang des Schächentales zwischen Spiringen und Unterschächen stellt ein grosses ausgedehntes Sackungsgebiet dar. Die Sackung reicht von Witerschwanden bis über Urigen hinaus und umfasst hauptsächlich Wildflyschgesteine, sowie Lias und Trias der dem Wildflysch aufruhenden Axendecke. Ihre westliche Grenze, soweit die Erdbewegung in unser Gebiet hineinreicht, fällt ziemlich genau mit der Grenze zwischen Altdorfer-Sandstein und Wildflysch zusammen, d. h. die Sackung umfasst die ganze Ostseite des Gangbachtales bei Geissberg und verläuft südlich über Lotter, Wättigwiler nach Witerschwanden. Intakt anstehend ist einzig der im unteren Teil des Gangbaches auftretende Altdorfer-Sandstein, während das von W. Staub als Wildflysch mit Nummulitenkalklinsen und Trias kartierte Gebiet von Obfluh, Regenfluh, Mürg als versackt bezeichnet werden muss.

Dass eine Sackung vorliegt, ist aus dem von den übrigen Talflanken abweichenden Relief und aus den zerstreut und wirr gelagerten Aufschlüssen von Trias und Wildflysch ersichtlich. Das ganze Gebiet glitt auf den 30—40° nach SE abtauchenden Schichtflächen des Flysches zur Tiefe. Die Sackung ist wahrscheinlich erst postglazial entstanden.

Sehr wahrscheinlich verschütteten die niedergleitenden Massen die alte Talsohle und verlegten den Schächenbach nach S und in die Höhe (Taf., Fig. 1, P. VI). Dadurch veranlassten sie ihn, den Fuss des Spitzen-Nordhangs anzunagen; dieser erhielt eine übersteile Böschung und es kam in der Folge zwischen Unterschächen und Spiringen zu zahlreichen kleinen Felsstürzen, deren letzter sich 1887 ereignete: Bergsturz von Spiringen. Die Schuttmassen dieser Abstürze verdrängten den Schächen nun wieder nach N, wo er sein Bett heute wieder vertiefen würde, wenn er nicht durch eine Treppe von Verbauungen daran verhindert wäre. Auf das junge Anschneiden der Hänge unter Spiringen sind Rutschungen zurückzuführen, die auch das Dorf gefährden können (5, S. 419).

### 3. Felsstürze im Malm des Evitales.

Von einem Felssturz aus historischer Zeit im Evital berichtet Alb. Heim (4, S. 308). Seine Trümmer bedecken

die Sohle des Evitales, wie es auf der Karte von W. Staub dargestellt ist.

Ferner ist der von W. Staub erbrachte Nachweis von Interesse (16, S. 77), dass ein älterer aus dem Malm des Evitales stammender Bergsturz — er dürfte meines Erachtens auf der Südseite losgebrochen sein — seine Schuttmassen bis auf die W-Seite des Reusstales gesandt hat (Bühl N Silenen).

#### 4. Felsstürze und Setzungen des W-Hanges der Kleinen Windgälle.

Die genannten Abbrüche im Evital sind insofern von Bedeutung, als sie wahrscheinlich in Zusammenhang stehen mit einer auffallend starken Lockerung der ganzen Sedimentdecke S des Evitales und auch des W-Hanges der Kleinen Windgälle. Diese Lockerung ist durch eine dem Reusstal ungefähr parallele Klüftung bedingt, die besonders im Malm auf der Westseite dieses Berges hervortritt. W. Staub verzeichnet auf seiner Karte am W-Hang der Kleinen Windgälle einen grossen Bruch; er fasst ihn als Querdislokation auf und nimmt an, diese sei durch eine Unebenheit der herzynischen Unterlage veranlasst (16, S. 56).

Diese Auffassung vermag aber nicht zu befriedigen. Zunächst ist zu bemerken, dass nicht ein einfacher Bruch vorliegt, sondern ein schmaler grabenartiger Einbruch. Die westliche Randpartie des Grabens liegt im Vergleich zur östlichen etwas tiefer, die schmale zerklüftete Füllung des Grabens selber mag um etwa 30 m eingesunken sein. Betrachtet man die Störung vom Riedersegg aus, so drängt sich die Vorstellung auf, es habe sich die ganze im SW des Grabens liegende, stark zerklüftete Malm-(Eocän-)Masse gelockert und etwas gesetzt, und erst infolge dieser gegen das tief eingeschnittene Reusstal zu gerichteten Ausweichbewegung sei dann längs besonders scharfen und den ganzen Berg durchsetzenden SSE–NNW-Klüften der schmale grabenförmige Einbruch entstanden.

Mit der Auffassung, dass die bei der Alpenfaltung entstehende Klüftung später — beim Einschneiden des Reusstales — eine Lockerung des ganzen sedimentären SW-Sockels der Kleinen Windgälle zur Folge gehabt habe, steht auch die starke Schuttbildung am SW-Fuss des Berges in gutem Einklang. Dem ständigen Nachbrechen des zerklüfteten Gesteins verdankt die von ca. 2200 bis 1200 m hinabreichende Schutthalde des Rübebodens, die auf der Karte von W. Staub durch ihre gewaltige Längserstreckung auffällt, ihre Entstehung.

Eine Lockerungserscheinung ähnlicher Art zeigt sich auch bei den Pfaffen SW unter Riedersegg, wo wieder eine Scholle Malm mit eocänem Sandstein in die randlich anstossenden Malmmassen eingesunken ist.

Die starke Zerklüftung und Lockerung des Malm im ganzen Gebiet Evital-Pfaffen-Rübeboden hat — wenn wir von dem vorgeschichtlichen Bergsturz bei Bühl, der das Reusstal querte, absehen — nur zu kleinen Nachbrüchen geführt, und es ist sehr wohl möglich, dass das zerklüftete Gestein auch künftighin nur in kleinen Paketen abbricht, sonst wäre die ganze Talstrecke bei Dorf Silenen stark gefährdet.

## B. Tektonik.

In der Einleitung wurde schon die tektonische Gliederung in:

1. Kristalliner Kern des Aarmassives,
2. Sedimentmantel mit Belmetenschuppe und Windgällenfalte,
3. Hoh Faulen-Decke

dargelegt.

Über die Windgällenfalte liegen die grundlegenden Arbeiten von Albert Heim vor (4 und 5); Belmetenschuppe und Hoh Faulen-Decke sind erstmals von W. Staub genauer untersucht worden. Im folgenden sei nun der Gebirgsbau kurz beschrieben, wobei die Profile der Tafel als Unterlage dienten.

### *1. Kristalliner Kern des Aarmassives.*

Da der kristalline Massivkern von mir nicht näher untersucht wurde, beschränkt sich die vorliegende Darstellung lediglich auf die nähere Beschreibung des Verlaufs der Grenze zwischen Kristallin und Sedimentmantel, und hier sind auseinanderzuhalten die Abschnitte:

Scheidnössli — Haldeneck (Taf., Fig. 1, P. I) und
Haldeneck — Rückenegg (Taf., Fig. 1, P. II und III).

a) **Scheidnössli-Haldeneck.** Über die Keilbildung von Haldeneck liegt die Detailstudie von Albert und Arnold Heim vor (7), mit deren Ergebnissen sich meine Beobachtungen

im wesentlichen decken. Einzig möchte ich bemerken, dass eine Einbeziehung des Doggers in die Fältelungen an der Basis des Malm von mir nicht bestätigt werden konnte. Was hier eingefaltet ist, halte ich nicht für Parkinsoni-Schichten, sondern für die schiefrigen Schichten der Malmbasis (Effinger-Schichten); diese haben das Abgleiten und Abscheren des Malm ermöglicht. Aus dem gleichen Grunde kann ich auch der ersten Darstellung von W. Staub (16, Taf. 3), der am Fuss der Malmwand unter dem Gangbachtal zwei liegende Doggerfalten in den Malm vordringen lässt, nicht beipflichten. Auch sei bemerkt, dass W. Staub's geologische Karte die Verhältnisse beim Scheidnössli unrichtig wiedergibt. Das zwischen Scheidnössli und Wimsleren angegebene Rötidolomitvorkommen liegt tatsächlich genau E Scheidnössli; ausserdem tritt dann NE Scheidnössli noch ein zweites kleines Dolomitvorkommen zu Tage, das W. Staub nicht beachtet zu haben scheint.

Mit W. Staub, Alb. und Arn. Heim muss ich es wegen der Quartärbedeckung offen lassen, ob der Malm sich am Sedimentkeil von Haldeneck beteiligt; möglicherweise ist der Malm abgeschert, wie dies Fig. 10 der Arbeit Heim's andeutet. Dagegen liegt meines Erachtens kein Grund vor, die vermutete Scherfläche zwischen Scheidnössli und Haldeneck bis in den Talgrund zu verlängern, wie dies die eben genannte Figur andeutet; beide Trias-Doggerbänder können durch eine seichte Mulde direkt zusammenhängen (vgl. Taf., Fig. 1, P. I). Auch die Darstellung, die W. Staub später (20) über diesen Zusammenhang gegeben hat, wird damit überflüssig.

Was endlich die westliche Fortsetzung des Haldeneckkeils betrifft, so kann die von Alb. und Arn. Heim (7, S. 444) und K. Rohr (14, S. 49) vorgenommene Parallelisierung mit dem von P. van der Ploeg beschriebenen Gneisskeil des Bockitobels (13, S. 49) meines Erachtens nicht in Frage kommen. Denn durch das axiale Abtauchen des Aarmassivs nach E zu kommt der Bockitobel-Gneisskeil bedeutend nördlicher und zudem noch tiefer zu liegen als Haldeneck. — Ebensowenig kann Haldeneck mit den Überschiebungen der Zwischenbildungen im Erstfeldertal und am Scheidweg NW ob Erstfeld verbunden werden, für die P. van der Ploeg ein Streichen von N 63° E angibt, womit sie auf der rechten Reusstalseite wieder N Haldeneck auftreten müssten. Ausserdem ist dieser Autor der Ansicht, dass gegen E die Überschiebung beim Scheidweg ausklinge.

Man muss deshalb annehmen, dass der Haldeneckkeil nach W gegen das Erstfeldertal in die Luft streiche, oder in dieser Richtung überhaupt sich verliere.

b) **Haldeneck-Rückenegg.** Die bisherigen Darstellungen des Verlaufs Kristallin-Sedimentmantel erwähnen übereinstimmend, dass die Grenze ob Haldeneck zunächst rasch südwärts ansteigt, sich dann aber bogenförmig flacher legt und in allmählichem Anstieg die Rückenegg SW unter der Kleinen Windgälle erreicht. Die genaue Überprüfung hat nun aber ergeben, dass in der Gegend des Evitales — vgl. Taf., Fig. 1, P. III — der Grenzverlauf eine leichte muldenartige Senkung zeigt, die nicht etwa durch den Taleinschnitt und das allgemeine östliche Abtauchen des Aarmassivs erklärt werden kann. Das Ansteigen des Massivkerns nach S zu erfolgt also nicht ganz gleichförmig, sondern zeigt einen nördlichen Buckel unter dem Rinderstock (Taf., Fig. 1, P. III), dann eine Senke unter dem Evital und hierauf ein Maximum auf Rückenegg. Die Verbiegung hängt jedenfalls mit der letzten Aufstauung des Massivs zusammen, und es ist möglich, dass die Senke des Evitales auf den Einfluss der Nordstirne der Windgällenfalte zurückzuführen ist[1]).

Im allgemeinen ist von Haldeneck bis Rückenegg keinerlei stärkere Verkeilung zwischen Kristallin und Sedimentmantel vorhanden, immerhin konnte ich feststellen, dass möglicherweise S vom Brusttal (Taf., Fig. 1, P. II), sicher aber am Rübeboden (Taf., Fig. 1, P. III) ein kleiner Keil von Kristallin längs einer Scherfläche in den Dogger hineinspiesst. Durch derartige Vorgänge sind auch mehrere kleine Doggerkeile zu erklären, die ich auf Rückenegg im Gneiss vorfand (Taf., Fig. 1, P. III).

### *2. Sedimentmantel des Aarmassivs mit Belmetenschuppe mit Windgällenfalte.*

Schon meine Vorgänger haben auf die Auftürmung von Malm in der Rinachtfluh und in der Belmeten-Westwand hingewiesen, und W. Staub hat ferner erkannt, dass die Gipfelpartie des Belmeten von einer gesonderten Malmschuppe gebildet wird, die unter Rinderstock und Kleiner Windgälle

[1]) Auch W. Staub (19) zeichnet eine muldenartige Einbiegung der Grenze Massiv-Sediment; er stellt aber deren tiefste Stelle unter dem Riedersegg dar, während sie in Wirklichkeit 1 km nördlicher liegt.

hindurch bis Rückenegg verfolgt werden kann. Wie die Profile I—III von Fig. 1 der Tafel zeigen, pflichte ich dieser Auffassung in allen Teilen bei. Die Übereinandertürmung mehrerer Malmserien ist aber ganz allgemein durch eine Abscherung des Malm von den älteren Sedimenten bedingt. Diese war möglich durch das Vorhandensein der schiefrigen Effingerkalke an der Malmbasis. Zum Teil setzen die Scherflächen aber auch in den unterliegenden Dogger hinab, und Doppelungen des Doggers längs Scherflächen sind an zahlreichen Stellen nachweisbar. Profil II und III von Fig. 1 der Tafel verzeichnen die folgenden: 1) in einem Tobel NE Schwandiberg; 2) S Brusttal (hier greift eine Scherfläche wahrscheinlich bis ins Kristallin; die Stelle ist nur unvollständig aufgeschlossen); 3) unter P. 2172 ob Strengmatt; 4) S Evital; 5) beim Kirchbach; 6) sind am Rübeboden die vier auf Profil III bezeichneten Doggerkeile erkennbar, von denen der zweite der Belmetenabspaltung angehört — was schon W. Staub erkannte — während der vierte auch den Gneiss in Mitleidenschaft zieht. Als Scherzonen dienten im Dogger bald die unteren, bald die oberen Schiefer.

Das Gegenstück zu diesen Doggerkeilen bilden die zahlreichen Eocänmulden, die am Nordhang von Schwarzgrat und Belmeten den Malmserien aufgeklebt sind und die W Altstafel (Taf., Fig. 1, P. III) und bei Gampelen (Taf., Fig. 1, P. II) in ihrer Gesamtheit sich in eine von S nach N unter ca. 30—40° geneigte Böschung einordnen, die ungefähr parallel zur Dogger-Malmgrenze zwischen Brusttal und Haldeneck läuft.

Über die *Belmetenschuppe* im besonderen ist folgendes zu bemerken. Direkt unter dem Belmetengipfel — vgl. Taf., Fig. 1, P. II — konnte W. Staub auf Quote 1830 ein kleines Bohnerzvorkommen nachweisen und nahm an, es bezeichne die Grenze zwischen den tieferen Malmmassen und der Belmetenschuppe. Meine Aufnahme ergab nun das Vorhandensein eines weiteren Eocänvorkommens (Schieferklemmpaket) am Südhang des Belmeten auf Quote ca. 2020 beim sog. Kapuziner (Taf., Fig. 1, P. II). Es scheint mir nun, dass erst dieses höhere Vorkommen die tektonische Trennung der Belmetenschuppe kennzeichne; denn eine hier angenommene Scherfläche führt direkt zu der früher (S. 127) beschriebenen eocänen Breccie am Kessel und zu einer Reibungsbreccie im Hintergrund der Karnische des Butzensteinloches, N unter dem Belmetengipfel. Das von W. Staub gefundene Eocän auf

Quote 1830 m würde dann — vgl. P. II — eine Scherfläche zwischen zwei tieferen Malmpaketen markieren.

Über den Verlauf des nördlichen Teils der Belmetenschuppe nach E zu ist kaum Neues zu sagen. Vom Belmetengipfel an taucht der Belmeten-Malm axial nach ENE ab und verschwindet bei Altstafel unter der Hoh Faulen-Decke. Er tritt dann S Unterschächen im Brunnital wieder zu Tage; inwieweit hier noch autochthoner Malm damit verknüpft ist, und ob eine Trennung von Autochthon und Belmetenschuppe sich durchführen lässt, wird W. Brückner näher prüfen.

W. Staub hat erstmals den Nachweis erbracht, dass Belmetenschuppe und Hoh Faulen-Decke durchgehends durch ein dünnes Band von Eocän-Schiefern getrennt sind. Diese beginnen wenig E Altstafel und streichen, durch Schutt mehrmals unterbrochen, zum Ostgrat des Belmeten [Taf., Fig. 1, P. III und IIIa]. Westlich vom Sattel zwischen Belmeten und Hoh Faulen wird das Eocän von einem Bruch durchschnitten, den W. Staub schon beobachtet und auf seiner Karte mit NS-Richtung eingezeichnet hat. Ich halte aber dafür, dass der Bruch WNW–ESE gerichtet sei, also ungefähr quer zur Schubrichtung. Im Schichtpaket S des Bruches sind die Auversienkalke stellenweise über die sonst ihr Hangendes bildenden Stadschiefer westwärts geschleppt worden; es deutet dies darauf hin, dass der Bruch keine einfache Verwerfung ist, sondern dass sich noch horizontale Schubkräfte geltend gemacht haben.

Eine weitere Komplikation zeigt sich sodann bei der Seewlialp. Wie in Profil IIIa von Fig. 1 der Tafel angegeben, zweigt hier eine dünne Malm-Lamelle nach S zu ab, unterlagert von Quarziten, die eine Art Muldenkern bilden. W. Staub erwähnt die Quarzite (16, S. 48), die Malmlamelle jedoch wurde nicht beachtet. Dass die Lamelle mit dem Belmetenmalm zusammenhängt, lässt sich in der felsigen Rückwand des Stalles der nördlichsten Sennhütte ermitteln. Als abgerissenen und ausgewalzten Teil dieser Lamelle möchte ich eine dünne Malmlinse deuten, die etwas südlicher in eocänen Schiefern steckt und im Hangenden Nummulitenkalke des Auversien trägt.

Sehr komplizierte Verhältnisse zeigt der Belmetenmalm am Westhang der Kleinen Windgälle. Schon Alb. Heim (4, Taf. IV, P. I) und C. Schmidt (15, Taf. XXII) kennen hier eine nordwärts gerichtete Aufstülpung des Malm, unter der eine

mächtige Anhäufung eocäner Gesteine (vorwiegend Schiefer und Sandsteine) stattgefunden hat. Wir wollen die Malm-Aufstülpung nach dem hier auf dem topographischen Blatt (Aufnahme 1931) angebrachten Namen Seltenbach als Seltenbachmalm bezeichnen. W. STAUB hat dann erstmals gezeigt, dass in der Malmmasse ein Nummulitenkalkband — es handelt sich um Auversien — vorhanden ist. Er vertrat deshalb die Meinung (16, S. 59), es gehöre nur der S über dem Eocänband liegende Malm zur Belmetenschuppe, der N darunter liegende aber sei ein zurückgebliebenes und eingewickeltes Fragment der Hoh Faulen-Decke. Dieser Deutung W. STAUB's kann ich mich aber nicht anschliessen, sondern fasse den Seltenbachmalm als eine einheitliche Lamelle auf, die aber nordwärts so überfaltet wurde, dass die Spitze der Lamelle nach unten eingewickelt worden ist. Vor der Rückbiegung schwimmt im Eocänschiefer ein isolierter kleiner Malmklotz, den ich als vom Seltenbachmalm abgerissen betrachte (Taf., Fig. 1, P. III).

Dem Auftreten dieser Linse möchte ich besondere Bedeutung zumessen: Es stecken nämlich weiter nach E zu — besonders deutlich im Seeband S vom Seewlisee (vgl. Taf., Fig. I, P. IV) — in eocänen Gesteinen verschiedene grössere und kleinere Malmfetzen, die schon von weitem sichtbar sind und den Rücken des Seebandes bilden (vgl. Karte W. STAUB und J. BOUSSAC, 3, S. 380). W. STAUB hat diesen Malm zur Hoh Faulen-Decke gestellt, während J. BOUSSAC ihn mit der Windgällenfalte in Zusammenhang bringen wollte (3, S. 380).

Die Verhältnisse am Westhang der Kleinen Windgälle sprechen aber nach Auffassung von Prof. BUXTORF und mir eher dafür, dass die Malmlinsen im oberen Teil des Seebandes die östliche ausgewalzte Fortsetzung des Seltenbachmalm darstellen. Dass die Auswalzung in P. IV und V von Fig. 1 der Tafel sehr weitgehend ist, kann mit dem starken Vordringen der Windgällenfalte im Teilstück der Grossen Windgälle in Verbindung gebracht werden.

### *3. Hoh Faulen-Decke.*

Die Untersuchungen von W. STAUB haben ergeben, dass die Hoh Faulen-Decke eine Malmlamelle darstellt (Dicke höchstens 200 m, nicht 200—300 m, wie W. STAUB angibt), die durch ein dünnes Eocänband von der Belmetenschuppe getrennt ist. Der Malm wird — wo Normalprofile vorliegen — überlagert von den früher beschriebenen Quarziten und Com-

planatakalken des Lutétien, den Pectiniden- und den Stadschiefern; darüber folgt dann — wie schon W. Staub hervorhebt — der für die Hoh Faulen-Decke so bezeichnende, typisch gefleckte Taveyannaz-Sandstein.

Die Verbreitung des Hoh Faulen-Malm ist in der Karte von W. Staub im allgemeinen richtig wiedergegeben; W. Staub hat auch schon erkannt, dass das Nordende der Malmlamelle an der Burg (vgl. Taf., Fig. 1, P. IV) am weitesten nach N reicht; weiter nach E zu, unter Blinzi und Sittliser — vgl. Taf., Fig. 1, P. VI — bleibt der Malm deutlich zurück. Das Streichen dieser Malmstirne verläuft somit zwischen Burg und Blinzi auf einer NW–SE gerichteten Linie, woraus ein nach E zu stark abnehmender Überschiebungsbetrag resultiert.

Die Malmlamelle ist nun aber nicht so einfach gebaut, wie W. Staub annimmt, sondern im Teilstück unter der Plattistiege (Taf., Fig. 1, P. IV) ist unter dem normal liegenden Malm deutlich eine zweite, dünnere Malmmasse vorhanden, die einen Rest des verkehrten Schenkels der Hoh Faulen-Decke darstellt (vgl. S. 136), denn es treten in ihrem Liegenden auch die Eocänbildungen in verkehrter Lagerung auf, allerdings zum Teil sehr verquetscht. Ausgewalzte Reste des verkehrten Eocän lassen sich bis über den südlichsten der Plattistiege-Brüche (siehe unten) verfolgen.

Unter der Burg, und ebenso im S unter den Punkten 2368 und 2407 fehlt verkehrter Malm ganz, doch ist unter der Burg das verkehrte Eocän noch durch Stadschiefer vertreten, gegen das Nordende der Malmplatte zu stellen sich dann die tieferen Eocänschichten ein (Quarzite, Complanatakalke und Pectinidenschiefer) und bilden dort eine deutliche Umhüllung der Malmplatte. Dass auch der Malm stirnartig endet, zeigt eine den klotzigen Malm umgebende Hülle von Zementsteinschichten (Taf., Fig. 1, P. IV).

Die die Malmstirne umhüllenden Eocänschichten sind nach N weit ausgezogen und lassen sich nach Art eines Gewölbekerns unter den Fätsch verfolgen (Taf., Fig. 1, P. IV), von da ins Sulztal, wo der Lutétienkern wieder angeschnitten ist. Die umgebenden Pectinidenschiefer (im verkehrten Schenkel sind sie unter dem Fätsch lokal ausgequetscht, Taf., Fig. 1, P. IV) ziehen sich als dünnes Band ganz um Fätsch und Burg herum und werden überall in verkehrter Folge von Stadschiefern und taveyannazartigen Sandsteinen unterlagert.

In P. VI von Fig. 1 der Tafel zeigt die Stirn der Hoh Faulen-Decke eine deutliche Doppelung des Eocänkerns. Eine

obere Teilfalte richtet sich gegen den Gipfel der Spitzen, eine untere verläuft zungenförmig in dem gegen das Sulztal abfallenden Westhang und endet ca. 500 m unter dem Spitzengipfel.

Besonderes Interesse verlangt in der Hoh Faulen-Decke der Abschnitt der Plattistiege (Taf., Fig. 1, P. IV). Auf das Auftreten von E–W gerichteten Brüchen in diesem Teilstück, längs denen in der Regel eine Hebung des N-Flügels stattgefunden hat, ist schon von W. STAUB hingewiesen worden. Ihre Ausdehnung und Bedeutung, sowie ihr ziemlich steiles südliches Einfallen ist aus den Profilen IV—VI von Fig. 1 der Tafel ersichtlich; diese Brüche erzeugen in dem von Hoh Faulen-Malm eingenommenen Bezirk zwischen Burg, Blinzi und Plattigrat eine deutliche Staffelung.

Aus den Profilen geht auch hervor, dass diese Brüche hauptsächlich den Teil der Hoh Faulen-Decke durchsetzen, der nordwärts über den Belmeten-Malm vorstösst. Weiter südwärts fehlen sie mit Ausnahme eines Bruches, der vom Stich ostwärts ins Griestal hinabstreicht (Taf., Fig. 1, P. IIIa und IV).

Der praktisch wichtigste Bruch ist der der Plattistiege, denn er ermöglicht den Aufstieg über die Malmwand. Wenn aber W. STAUB angibt (16, S. 57), der Plattistiegebruch besitze mehr die Form einer schuppenförmigen Aufschiebung, bei welcher der südliche Flügel auf den nördlichen geschoben sei, so kann ich dem nicht beipflichten. Der Bruch zeigt vielmehr, wie alle anderen, einen abgesunkenen Südschenkel (Taf., Fig. 1, P. IV); die N vom Bruch über der Kreide auftretende Malmlamelle hat mit den Brüchen nichts zu tun, sondern ist sehr wahrscheinlich durch eine besondere tektonische Erscheinung bedingt, die unten noch näher besprochen werden soll.

Recht kompliziert gebaut und aus Mangel an tiefgehenden Aufschlüssen nicht eindeutig zu interpretieren ist das

### *Südende der Hoh Faulen-Decke.*

Bei der Seewlialp (Taf., Fig. 1, P. IIIa) ist der Hoh Faulen-Malm deutlich als dünne Lamelle vorhanden. Die Lamelle erfährt jedoch gegen das Riedersegg zu eine offensichtliche Verdickung, und diese fasse ich bereits als Südende der Hoh Faulen-Decke auf, im Gegensatz zu W. STAUB, der wie erwähnt auch noch den unteren Malmteil des Seltenbach-Keiles zur Hoh Faulen-Decke zählt. Hingegen ist wohl noch

eine kleine Malmlinse im Eocänschiefer des Riedersegg von dieser Decke herzuleiten.

E Seewlialp tritt dann die Hoh Faulen-Malmplatte an das Nordufer des Seewlisees; ich nehme aber an, dass unter dem Seeband diese Malmlamelle unter dem Einfluss der vorstossenden Windgällenfalte nach N zurückgelegt wird, und dass die kleinen Malmlinsen, die S vom See in den Eocänschiefern am Nordhang des Seebandes stecken, als abgerissene Teile des zurückgestülpten und eingewickelten Hoh Faulen-Malm aufzufassen sind. Wenn in der Tiefe unter dem Seeband eine mächtige Mulde von Hoh Faulen-Malm angenommen wird, so geschieht dies unter Berücksichtigung der Tatsache, dass gegen das Riedersegg eine solche Verdickung sich tatsächlich einstellt und dass ganz im E unseres Gebietes der aufgestülpte Malm in grosser Mächtigkeit zu Tage tritt und das Weissstöckli bildet, das auch W. Staub zur Hoh Faulen-Decke stellt. Diese Weissstöckli-Malmaufstauung ist auch in den Profilen V und VI von Fig. 1 der Tafel angedeutet, mit ihr ist der Malmzahn in Verbindung zu bringen, der im Sattel bei P. 2327 — vgl. Taf., Fig. 1, P. VI — aus den Eocänschiefern heraussticht.

### Die Malmlamelle des Plattigrates.

Besondere Beachtung verdient endlich eine nur in Linsen und Relikten vorhandene Malmlamelle, die sich an mehreren Stellen im Hoh Faulen-Gebiet nachweisen lässt, und zwar immer in tektonisch gleicher Stellung, nämlich in den Schiefern direkt unter dem Taveyannaz Sandstein und meist im Hangenden der zur eigentlichen Hoh Faulen-Decke gehörenden Pectinidenschiefer. — Diese Malmfetzen sind bisher nicht näher beachtet worden; ihr Vorhandensein ist aber von Wichtigkeit, denn es ergibt sich daraus, dass der Bau der Hoh Faulen-Decke wesentlich komplizierter sein muss, als bisher angenommen worden ist.

Als Ausgangspunkt wählen wir die Westseite des Hoh Faulen, an dessen S-Fuss — vgl. Taf., Fig. 2, P. II — folgendes erkannt werden kann: Im Innern einer von Malm umhüllten und kompliziert gefaltetes Eocän als Kern führenden Mulde steckt das früher (S. 122) beschriebene Kreidevorkommen. Der verkehrte Malm (Malm 1 von Fig. 2 der Tafel) lässt sich nicht weit nordwärts verfolgen, er spitzt vielmehr keilartig zwischen den verkehrten Eocänschichten der Mulde und dem mächtigen Taveyannaz-Sandstein des Hoh Faulen-Gipfels aus.

Als eine Fortsetzung des Malm 1 betrachte ich zwei ganz in Eocänschiefern steckende Malmlinsen (2), die man aus der Gegend der Bödmerseeli am NW-Hang des Hoh Faulen erkennen kann. Hart N dieses Vorkommens werden die Schiefer nordwärts in die Höhe geschleppt, und zwar infolge eines Bruches (A), der — ähnlich den Plattistiegebrüchen — steil nach S fällt, aber mehr in der Richtung NW–SE streicht. Der Nordflügel ist gehoben, und es zeigen sich hier starke Verfaltungen zwischen Malm und Eocän (Taf., Fig. 2, P. II), die aber meines Erachtens mit der vorhin beschriebenen Malmlinse keine direkten Beziehungen haben; vielmehr ist anzunehmen, dass eine eventuelle nördliche Fortsetzung der Malmlinse erst über dem nördlichen Vorgipfel des Hoh Faulen vermutet werden darf (vgl. die Luftlinien auf P. II von Fig. 2 der Tafel).

Gehen wir ca. 500 m weiter nach E, so zeigen sich N P. 2407 (vgl. Taf., Fig. 1, P. IV), am Abhang gegen die Nische S „Pla" von Plattigrat wieder eine Reihe von Malmlinsen (3 in Taf., Fig. 2, P. I), und zwar auch hier wieder direkt unter Taveyannaz-Sandstein und auf stark gefalteten Auversien-Lutétien-Gesteinen aufruhend. Die nördlichste dieser Linsen befindet sich W P. 2368 (vgl. Taf., Fig. 2, P. I).

Bei der Plattistiege kann der die Kreide oben begrenzende, überschobene Öhrlikalk (4 in Taf., Fig. 2, P. I) (siehe S. 119 ff.) mit der Malmlamelle vom Plattigrat in Beziehung gebracht werden und N der Plattistiege ist dann in geologisch entsprechender Stellung (Liegendes: Lutétienquarzit, Hangendes: zunächst etwas Stadschiefer und dann Taveyannaz-Sandstein) eine 4—5 m mächtige Malmlamelle (5, Taf., Fig. 2, P. I) sichtbar, die man in der Westwand der Burg ca. 250 m weit verfolgen kann. Sie liefert den strikten Beweis, dass der Taveyannaz-Sandstein des Hoh Faulen-Gebietes und der Burg nicht — wie das bisher immer geschehen ist (vgl. 8, S. 42 und 16, S. 47) — als das normale Hangende des Hoh Faulen-Eocäns (Lutétien-Auversien) bezeichnet werden darf, sondern dass eine von einer Malmschuppe begleitete Scherfläche den Taveyannaz-Sandstein des Gipfels von der liegenden Serie (Malm-Auversien) trennt.

Das heisst aber ganz allgemein gesprochen, dass die Hoh Faulen-Decke keine einfache Schichtplatte darstellt, sondern eine Doppelung aufweist, die durch die erwähnte dünne Malmplatte bewiesen wird. Die Abzweigung der Malmplatte erfolgt, wie wir sahen, am Südfuss des Hoh Faulen. Der dem Hoh Faulen-Malm und -Eocän aufruhende Taveyannaz-Sand-

stein steht mit der Unterlage nicht in normalem Schichtverband, sondern ist von S her wohl um einige Kilometer nordwärts vorgeschoben worden. Es vollzieht sich also hier dasselbe, was wir schon beim Autochthonen als das Abscheren der mächtigen Altdorfer-Sandsteine beschrieben haben. Wir erkennen nun, dass an der Anhäufung der jungeocänen-oligocänen Sandsteine und Schiefermassen des Schächentals nicht bloss autochthones und parautochthones (Belmeten-)Material beteiligt ist, sondern auch solches der Hoh Faulen-Decke. Dieses bildet naturgemäss die höchsten Teile der ganzen Masse.

## Zusammenfassung.

Im behandelten Gebiet treten uns drei tektonische Einheiten entgegen: 1. Kristalliner Kern des Aarmassives; 2. Autochthoner Sedimentmantel mit Belmetenschuppe und Windgällenfalte; 3. Hoh Faulen-Decke.

### *A) Stratigraphie.*

Trias und Dogger kommen nur im Autochthonen vor.

1. Die auf einer Zone verwitterten Gneisses liegende Trias besteht aus Arkosesandstein, Übergangsschichten und Rötidolomit (Muschelkalk). Diese Bildungen keilen sämtlich nach S aus. Quartenschiefer (Keuper) sind nur auf der Westseite des Reusstales, im Bockitobel, aufgeschlossen.

2. Der Dogger, am Scheidnössli-Haldeneck 40—50 m mächtig, büsst nach S etwas an Mächtigkeit ein. Er gliedert sich von unten nach oben in:

a) Untere Schiefer: Aalénien.
b) Untere Echinodermenbreccie:
c) Kieselknauerschicht: } Bajocien;
d) Obere Echinodermenbreccie:
e) Obere Schiefer (Parkinsonischiefer), im N an der Basis eine Eisenoolithbank (Bifurcatenoolith): Bathonien;
f) Eisenoolith: Callovien.

3. Malm. Das Oxfordien tritt nur vom Evital an südwärts auf und liegt als eine dünne Bank grauen Kalkes über dem sonst überall mit dem Schiltkalk eng verzahnten Callovien. Das Argovien besteht aus gelbgeflecktem Schiltkalk unten und aus dünnbankigen Kalken (Effingerschichten) oben.

Diese gehen in den massigen dunklen Quintnerkalk über: Séquanien-Kimeridgien.

Höhere Glieder des Malm und unterste Kreide führt die Belmetenschuppe, nämlich Korallenkalk, Cementsteinschichten (Portlandien) und Öhrlikalk (Berriasien).

Dieselben Schichten: helle Kalke des obern Malm, Cementsteinschichten und Öhrlikalk kehren auch in der Hoh Faulen-Decke wieder.

4. Kreide (exkl. Öhrlikalk). Wenige Relikte in der Hoh Faulen-Decke, bestehend aus Valanginien und Hauterivien.

5. Tertiär. Sowohl im Autochthonen (mit Belmetenschuppe und Windgällenfalte) als auch in der Hoh Faulen-Decke finden sich an der Basis des Eocän zuweilen siderolithische Sandsteine, sowie marine Basalbreccien und -Konglomerate. Der stratigraphische Unterschied beider Einheiten zeigt sich dann hauptsächlich in der verschieden vollständigen Ausbildung der hangenden Eocänschichten.

a) Autochthon (mit Belmetenschuppe und Windgälle).
Eocäne Kalke mit kleinen Nummuliten *(N. Boucheri; striata)*: Auversien.
„Pectinidenschiefer", fossilleer, nur dem Habitus nach als solche zu bezeichnen: Basis des Priabonien.

b) Hoh Faulen-Decke.
Eocäne Kalke mit grossen Nummuliten *(N. complanata; uroniensis, helvetica)*: Lutétien.
Pectinidenschiefer (typisch) mit Abdrücken von Pecten: Auversien.

Darüber folgen in beiden Einheiten Stad-(Globigerinen-) Schiefer: Priabonien.

Ihr Hangendes bilden, freilich nirgends in primärem Schichtverband, obereocäne (bis unteroligocäne) Flyschsandsteine, wobei der basale typische Taveyannaz-Sandstein sich auf den normalen Schenkel der Hoh Faulen-Decke beschränkt. Der Taveyannaz-Sandstein geht nach N und nach oben allmählich unter Wechsellagerung mit Dachschiefern in die Altorfer-Sandsteine über.

6. Der ultrahelvetische Wildflysch kommt nur in der Sackung von Spiringen vor.

7. Quartär. Moränen. Vertreten sind Reuss-, Schächen- und Lokalmoränen; der Reussgletscher reichte auf der Nordseite des Schächentals bis Spiringen, auf der Südseite nur bis zum Riedertal.

Bergstürze. Besondere Erwähnung verdient der grosse Bergsturz der Schattdorfer Berge, der im Kessel zwischen Schwarzgrat und der Ostseite des Riedertales liegt, und dessen Schuttmasse im südlichen Teil von mächtigem Moränenmaterial bedeckt ist. An seiner Schuttmasse sind Altdorfer-Sandsteine sowie Gesteine der Hoh Faulen-Decke beteiligt. Der Abbruch erfolgte wahrscheinlich in der letzten Interglazialzeit und führte zu einer Verschüttung des untersten Schächentales. Später hat eine Ausräumung des nördlichen Teiles der Schuttmassen stattgefunden, so dass heute von der Masse nur noch das Schuttgebiet der Schattdorfer Berge übrig geblieben ist. — Endlich sind eine starke, durch Klüftung bedingte Lockerung der Gesteine und kleinere und grössere postglaziale Bergstürze im Abschnitt Evital-Kleine Windgälle zu erwähnen.

### *B) Tektonik.*

Die oben erwähnte Dreiteilung ist dahin zu vervollständigen, dass innerhalb des Autochthonen eine Reihe von Schuppen auftreten, die oberste und grösste ist die Belmetenschuppe W. Staub's.

Auch die Hoh Faulen-Decke zeigt nicht den bisher angenommenen einfachen Bau: neben z. T. sehr mächtigen Resten eines verkehrten Schenkels sind in ihrem obern Teil Relikte einer aus Malmlamellen bestehenden Teildecke vorhanden. Die Abspaltung dieser höhern Lamelle wurde durch den Taveyannaz-Sandstein erzeugt, der für sich nach N gestossen wurde; er bildet nun den oberen Teil des durch Scherbewegungen abgeschürften autochthonen und parautochthonen Flysches. Belmetenschuppe und Hoh Faulen-Decke sind schliesslich in ihrem südlichen Teil von der Windgällenfalte beeinflusst: ihre Südenden sind in der Mulde zwischen Autochthon und Windgälle eingewickelt.

### *Im Text zitierte Literatur.*

1. P. Arbenz. Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. 24, 1910.

2. R. Abrard. Faune des sables de Chars, de Cresnes, de Marines et du Ruel. C.R.S. des séances de la Société Géologique de France. 1925. S. 12.

3. J. Boussac. Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. Mém p. servir à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France. Paris 1912.

4. Albert Heim. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.

5. Albert Heim. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. 25. Liefg. 1891.

6. Albert Heim. Gedanken zur Entstehung der Hauterivientaschen in Valangienkalk am Bielersee. Geol. Nachlese 23. Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Ges. in Zürich, 60. Jahrg. 1915.

7. Albert und Arnold Heim. Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld. Geol. Nachlese 26, Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Ges. Zürich, 62. Jahrg., 1917.

8. Arnold Heim. Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizer Alpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. 31, 1911.

9. W. A. Keller. Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. 42, 1912.

10. R. Lotze. Beiträge zur Geologie des Aarmassives. Zeitschrift der deutsch. geol. Ges., Bd. 66, 1914, Abh. Heft 2.

11. Léon Moret. Sur la classification du Nummulitique autochtone des chaînes subalpines de Savoie. C.R.S. des séances de la Société Géologique de France, 1925. S. 49.

12. Pieter van der Ploeg. Geol. Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. Ecl. geol. Helv. vol. 12, 2, 1912.

13. Francis de Quervain. Zur Petrographie und Geologie der Taveyannazgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. VIII, Heft 1. 1. 28.

14. Karl Rohr. Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. N. F. 57, 1926.

15. C. Schmidt. Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. Beilageband IV, 1886.

16. Walther Staub. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. N. F. 32, 1911.

17. Walther Staub. Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs. Geologische Rundschau III, 1912.

18. Walther Staub. Gebirgsbau und Talbildung im Maderanertal und Schächental (Kt. Uri). Ecl. geol. Helv. vol. 12, 1, 1912.

19. Walther Staub. Autographien. Beilage zur Excursion der Schweiz. geol. Ges. ins Flyschgebiet des Unteren Schächentals, vor der Jahresversammlung der Schweiz. naturforsch. Ges. in Altdorf, 8. Sept. 1912. Ecl. geol. Helv. vol. 12, 2, 1912.

20. U. Stutz. Geol. Notizen aus den Alpen: Über das Erstfelder Tal. Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. Jahrg. 1879. Stuttgart.

21. U. Stutz. Über den Lias der sog. Contactzone in den Alpen der Urschweiz. Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. Jahrg. 1884, Band II. Stuttgart.

22. A. Tobler. Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verh. der Naturforsch. Ges. in Basel. Bd. XII, 1898.

23. K. Tolwinski. Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Ges. Zürich, Jahrg. 55, 1910, Heft 3/4.

## *Weitere einschlägige Literatur.*

24. J. Boussac. Distribution des Niveaux et des faciès dans le nummulitique dit autochtone de la Suisse centrale. C.R. de l'Académie des sciences, p. 1272, Paris, 17 mai 1910.

25. A. Buxtorf. Bericht über die Excursion der Schweiz. geol. Ges. ins Flyschgebiet des untern Schächentals. Ecl. geol. Helv. vol. 12, 2, 1912.

26. Léon-W. Collet. L'écoulement souterrain du Seewlisee. Ecl. geol. Helv. vol. 14, 1, 1916.

27. G. B. Escher. Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. Diss. Zürich 1911.

28. Arnold Heim. Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Abh. der Schweiz. Pal. Ges. vol. XXXV, 1908.

29. Arnold Heim. Der Kontakt von Erstfelder Gneiss und Trias am Scheidnössli. Ecl. geol. Helv. vol. 14, 2, 1916.

30. K. F. Lusser. Geognostische Forschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. Denkschr. der allg. schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissenschaften, Bd. 1, Zürich 1829.

31. K. F. Lusser. Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. Neue Denkschr. der allg. schweiz. Ges. für die gesamten Naturwissenschaften, Bd. 6, Neuchâtel 1842.

32. Martin Luther. Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. Jahrb. der Philosoph. Fakultät II der Universität Bern, Bd. VII, 1927.

## *Karten.*

1. Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100000, Bl. XIV, von Alb. Heim, A. Escher von der Linth, G. Theobald, A. Baltzer und G. von Fritsch, 1885. Publik. der Schweiz. geol. Kom.

2. Walther Staub. Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. 1 : 50000. Spezialkarte Nr. 62, 1911, in Nr. 16 des Literaturverzeichnisses.

3. P. van der Ploeg. Geologische Karte der Schlossberg-Spannortgruppe 1 : 50000. 1912. In Nr. 12 des Literaturverzeichnisses.

4. Geologische Vierwaldstätterseekarte 1 : 50000 1916. A. Buxtorf, A. Tobler, G. Niethammer, E. Baumberger u. a. Spezialkarte Nr. 66a der Publik. der Schweiz. geol. Kom.

Manuskript eingegangen am 17. August 1934.

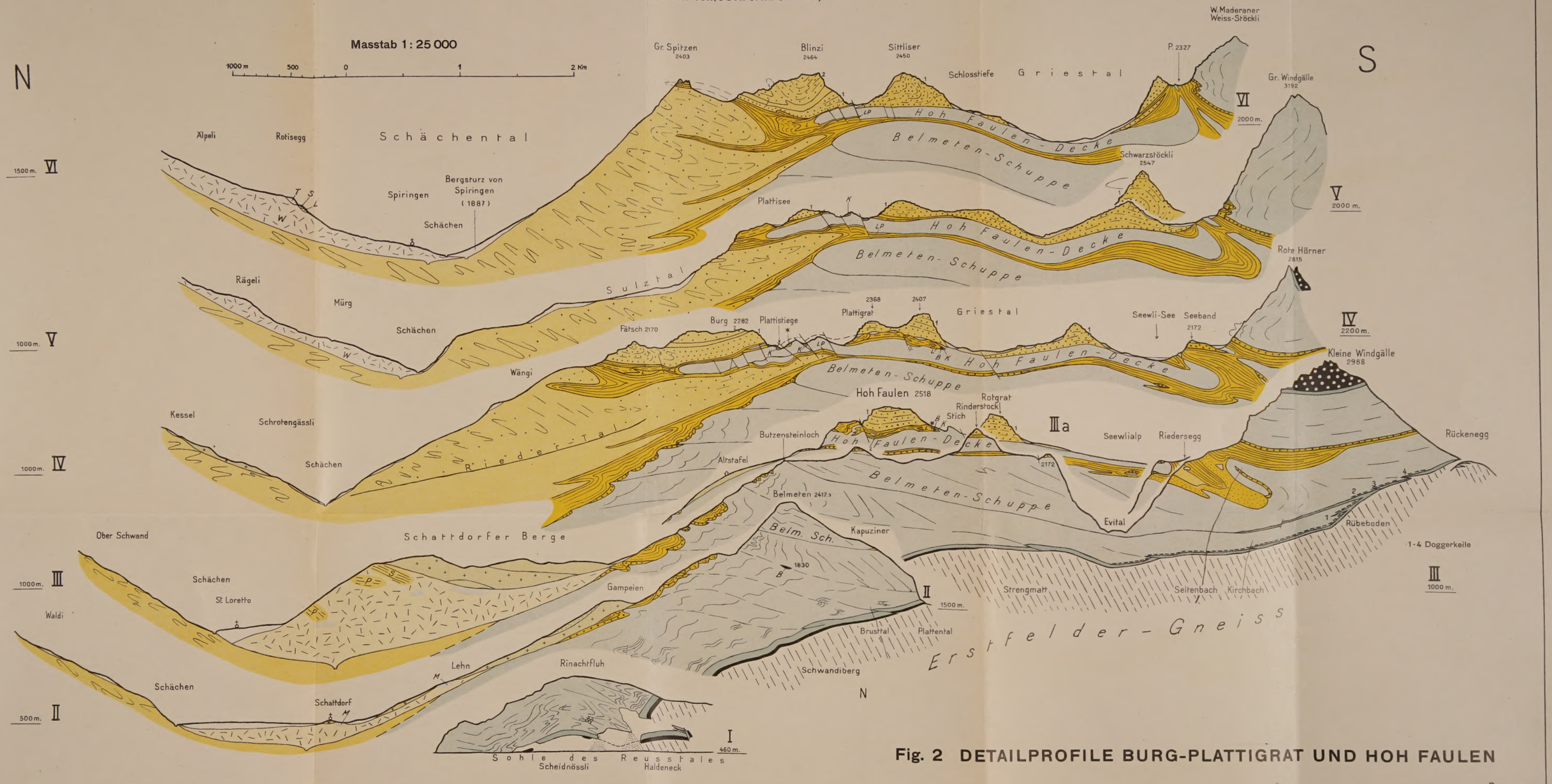
# Curriculum vitae.

Als Sohn des Gymnasiallehrers Dr. Ernst Jenny und seiner Ehefrau Mina, geb. Haefelfinger, wurde ich, Johann Jakob Jenny, am 17. Juli 1908 in Basel geboren. Ich besuchte daselbst von 1919 an das humanistische Gymnasium und erhielt im Frühjahr 1927 das Reifezeugnis, worauf ich die hiesige Universität bezog, um mich dem Studium der Naturwissenschaften, insbesondere der Geologie, zu widmen. Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen der Herren Professoren und Dozenten: Buxtorf, Reinhard, Zschokke, Speiser, Preiswerk, Hassinger, Senn, Mohrmann, Fichter, Niethammer, Portmann, Handschin, Cadisch, Hotz, Vosseler, Knapp, Nef, Tschudi, Ganz, West; ferner in Paris während des Wintersemesters 1930/31 die Vorlesungen der Herren Professoren Jacob, Michel-Lévy und Lutaud.

Im Sommer 1930 begann ich auf Anregung von Herrn Prof. A. Buxtorf vorliegende Arbeit, die mich während dreier Sommer im Felde beschäftigte.

# Fig. 1 KULISSENPROFILE DURCH DAS GEBIET DES HOH FAULEN

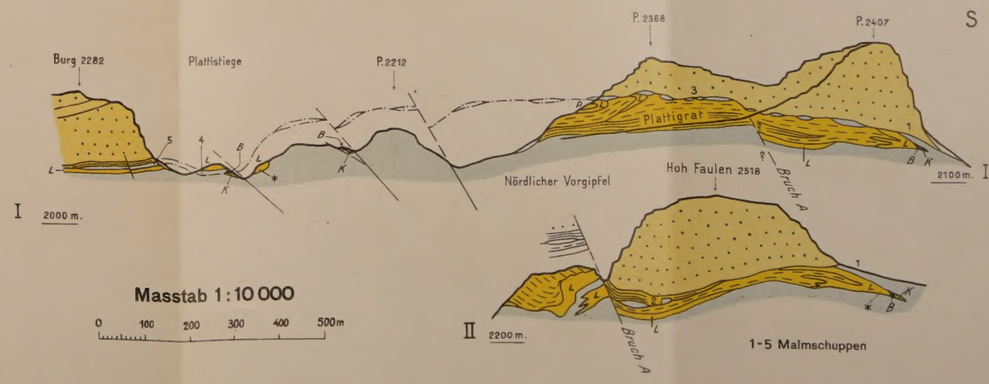
entworfen von JOH. JAK. JENNY, 1933




## Legende zu Fig. 1 und 2

- Gehängeschutt und Bergsturz (allgemein)
- Sackung von Spiringen — Wildflysch (W) mit Paketen von Stadschiefern (S) Nummulitenkalk (L) und Trias (T)
- Bergsturz von Schattdorf (vorwiegend Altdorfer-Sandstein und Dachschiefer) — S Pakete von Stadschiefern; P Pakete von Pectinidenschiefern; M Pakete von Malm
- Schutt und Moräne gemischt
- Schächenmoräne
- Reussmoräne
- Altdorfer-Sandstein, Dachschiefer (Abnehmender Gehalt an Eruptivmaterial)
- 2 Dachschieferband
- 1 Taveyannaz-Sandstein
- Stadschiefer (Globigerinenschiefer) mit Sandsteinlagen
- Pectinidenschiefer
- Nummulitenkalke u. Quarzite des Auversien
- Nummulitenkalke u. Quarzite des Lutétien; * Basale Nummulitenkalke (lokal)
- Siderolithische Bildungen (B)
- K Untere Kreide (Relikte)
- Berriasien (Ohrlikalk) Malm (Hochgebirgskalk) Oxfordien
- Dogger
- Trias
- Windgällenporphyr
- Brüche
- Überschiebungen

# Fig. 2 DETAILPROFILE BURG-PLATTIGRAT UND HOH FAULEN




WASSERMANN & Cº, BASEL